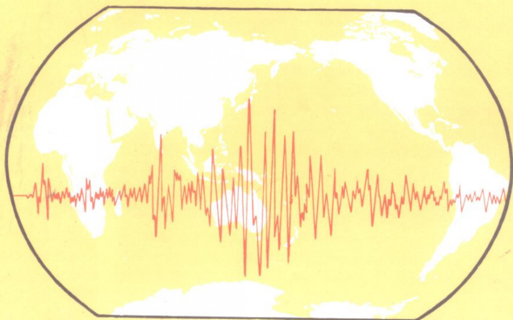
ISSN 0253-3782

第21卷　　第2期　　1999年

地震学报

ACTA SEISMOLOGICA SINICA



ISSN 0253-3782





中国地震学会主办　　地震学报期刊社出版

欢迎订阅 1999 年度中、英文版《地震学报》

《地震学报》中、英文版由中国地震学会主办，是国内外广大地震工作者进行工作、科研之必备的重要文献.《地震学报》是中国地震学领域的核心期刊，并为多种国际著名检索刊物所引用.

本刊中、英文版采用微机排版、激光照排、胶版印刷，全部采用高级胶版纸本，封面为进口铜版纸三色精印. 本刊中、英文版均为双月刊，内容一一对应且同步出版、国内外发行. 1999 年本刊中文版为每期 112 页，定价 15 元，全年 6 期每份定价 90 元；英文版为每期 144 页，定价 50 元，全年 6 期每份定价 300 元. 以上定价均含邮资.

订阅办法 本刊中、英文版均由地震学报期刊社负责征订和发行. 订户通过邮局或银行汇款均可. 邮局汇款汇至：**北京海淀区民族学院南路 5 号地震学报期刊社，邮政编码 100081**；银行汇款汇至：**中国工商银行北京市海淀区紫竹院分理处 891281-36 国家地震局地球物理研究所.**

《地震学报》期刊社

地震学报 中文版

DIZHEN XUEBAO

(双月刊 1979 年创刊)

1999 年 第 21 卷 第 2 期

ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Chinese Edition

(Bimonthly Start publication in 1979)

Vol. 21 No. 2 1999

编辑	中国地震学会 地震学报编辑委员会 (编辑部设在中国地震局地球物理研究所内，邮政编码：100081)	Edited by the Seismological Society of China (Editorial Office: Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081 China)
主编	陈运泰	Editor-in-Chief: Chen Yuntai
出版	地震学报期刊社	Published by Acta Seismologica Sinica Press
印刷装订	北京时事印刷厂	Printed and Bound by Beijing Shishi Printing House
发行 订购	地震学报期刊社	Distributed in China Acta Seismologica Sinica Press
国外总发行	中国国际图书贸易总公司 (中国国际书店) 北京 399 信箱	Distributed Abroad by China International Book Trading Corporation (GUO JI SHU DIAN) P. O. Box 399, Beijing, China
电子版网址	http://www.chinainfo.gov.cn/periodical 或 http://www.chinainfo.cn.net/periodical	

公开发行 国内统一刊号：CN 11-2021/P 国外刊号：BM 148 定价：15.00 元

地震学报 第二十一卷 第二期 一九九九年三月

ACTA SEISMOLOGICA SINICA Vol. 21, No. 2, pp. 115～223, Mar., 1999

地震学报期刊社

地震学报 中文版

第21卷　　第2期

目　　次

责任编辑：　杨宝仁

前　言

中国地震局“九五”地震预报攻关项目“强地震预测预报技术研究”的子专题研究已近尾声，许多子专题取得了可喜的进展．为集中展示这些成果，同时也为科研人员和广大地震工作者提供相互借鉴和交流的园地，我们组织了15篇“九五”攻关研究较优秀的论文发表在本期《地震学报》．

“九五”地震预报攻关研究，既是对“六五”、“七五”乃至“八五”攻关成果的继承和清理，也是以往工作的延续和拓展．由经验型或称统计型地震预报向物理型地震预报迈进，是老一代地震预报工作者矢志不移的奋斗目标；在新世纪的曙光中，更应是新一代地震预报工作者义不容辞的责任．随着观测资料的日益丰富、高新技术的引入和计算机软、硬件功能的飞速发展，在地震科技工作者的不懈努力下，“九五”攻关研究一定能够加深我们对地震的孕育和发生过程的认识，并将地震预报的水平提高到新的高度．

中国地震局监测预报司

序

中国地震局从80年代初期至今，对“地震预报”这一科学难题已经精心组织了4次攻关性的大型科学研究. 从“六五”计划开始的清理攻关、“七五”的实用化攻关、“八五”的短临预报攻关，到目前“九五”正在进行的中短期(一年尺度)的攻关，其主攻目标各有侧重、各具特色. 前3次攻关研究都出版了相应的论文集或专著：《地震监测与预报方法清理成果汇编》、《地震预报方法实用化研究文集》、《地震短临预报的理论与方法——‘八五’攻关三级课题论文集》、《大陆地震预报的方法和理论——中国‘八五’地震预报研究进展》. 这些论文成果不仅为第一线分析预报人员提供了强有力的“武器”支持，为地震预报注入了新的内容，推动了中国地震预报的深入发展，而且也为世界性的科学前沿——地震预报科学的发展增添了新的色彩.

中国地震局“九五”重点攻关项目“强地震预测预报技术研究”也是“九五”国家科技攻关项目，它的主攻目标是，一年尺度的中短期预报方法和理论的研究，经过二年多的努力，先期组织的100多项子专题已经取得了丰硕成果. 其中，中短期前兆识别准则和评价研究、强震孕育中短期特征的研究及实用化、判断中短期地震危险区动态场及其跟踪方法研究等取得了重要或重大进展，为实现该项目的总目标打下了坚实基础.

中国地震局预测预防司现将已完成的部分较优秀论文分别在《中国地震》、《地震学报》、《地震》等杂志集中发表，为科技人员提供最新研究成果和广泛的交流，加快成果的推广应用，以便更好地发展有中国特色的地震预报科学，为人类的防震减灾事业做出我们应有的贡献.

第21卷 第2期
1999年3月 (115~122)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

地震矩张量反演在地震快速反应中的应用*

刘瑞丰 陈运泰 周公威 涂毅敏 陈培善

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 利用地震矩张量反演的方法，对1996年11月~1998年1月发生于我国境内的10次$M_S \geq 5.2$地震的震源机制进行了快速测定，并以"地震震源参数简报"的形式将测定结果及时发送中国地震局震情值班室和有关省地震局，在大震的快速反应中发挥了作用.

关键词 地震矩张量 反演 震源机制 断层面解 地震监测

引言

中等以上地震($M_S > 5.0$)发生后，地震监测预报部门最紧迫的工作，就是在尽可能短的时间内定出发震时刻、震源位置(经度、纬度、深度)和震级，并判断震情发展趋势. 一般情况下，我国的地震速报台网可以对国内$M_S \geq 5.0$、中国邻区$M_S \geq 6.0$地震，在地震发生后半小时左右定出发震时刻、震源位置和震级，而震情的发展趋势则需要对许多的资料进行综合分析判断后才能得出. 在对震情发展趋势的判断中，震源机制解是一项重要的资料. 快速测定中等以上地震的震源机制，对于地震快速反应、减轻地震灾害具有实际意义.

震源机制可以用P波初动法来确定，但用这种方法精确测定震源机制，必须用大量台站的P波初动符号. 如果是模拟记录，则收集资料所需的时间就比较长，不适宜在大地震的快速反应中应用.

1974年以来，利用数字地震资料测定震源机制的研究工作得到了迅速的发展. 80年代以后，有些方法已可以快速地确定中等以上地震的地震矩张量和震源的其它动力学参数. 如哈佛大学(HRV)的Dziewonski等(1981，1983，1992)和美国地质调查局(USGS)的Sipkin等(1982，1986)把中强地震的地震矩张量、断层面解、主应力轴的方位、倾角和标量地震矩等参数，连同地震的时、空、强参数，作为地震的基本参数在地震报告中列出. 对于5.8级以上地震，他们在震后大约两个多小时就可以得出结果，并快速地把测定的结果通过电子邮件的方式发往世界各地. 这些资料在分析强震的震源机制和成因、预测强地震发生时地面的应力状态和运动情况以及判断震情的发展趋势等方面发挥了重要的作用.

我国在80年代初期引进了数字地震仪. 迄今，中美合作的中国数字化地震台网(CDSN)已正常运行了10多年(周公威等，1997). 利用数字地震资料(包括CDSN资料)，

* 中国地震局"九五"重点项目(95-01-01-11). 中国地震局地球物理研究所论著99AC1018.
1998-05-08收到初稿，1998-09-11决定采用.

许多研究者进行了测定地震矩张量的研究工作①(陈运泰等，1994；倪江川，1991；方韶东，陈培善，1993；姚振兴等，1994；许力生等，1997；刘瑞丰等，1997). 在我国，地震矩张量反演工作亟待从研究工作向常规处理阶段转化.

针对我国地震工作的实际需要和 CDSN 台站波形数据的传输情况，我们把线性反演地震矩张量的方法应用于大震快速反应中. 自从 1996 年 11 月以来，我们对发生在我国境内的 10 次地震，进行了地震矩张量的快速反演. 其中有些地震是在因特网(Internet)尚未给出结果之前，即向中国地震局震情值班室和有关省地震局进行了速报，为快速判断震后趋势提供了科学依据，也为确定应力场方向和判断断层的活动类型提供了约束，在大震快速反应中起到了良好的作用.

1　方法概述

一般类型的地震震源所产生的位移场可表示为(Aki，Richard，1980)

$$U_n = M_{ij}G_{ni,j} \qquad (n,i,j = 1,2,3) \tag{1}$$

式中，U_n 为在场点 n 方向质点的位移，M_{ij}为地震矩张量的分量. 地震作为一种内源，应满足净力和净力矩为零的条件，所以地震矩张量是一对称张量，有 6 个独立分量. $G_{ni,j}$为在直角坐标系中格林函数 G_{ni}对震源坐标 j 分量的微商，在物理上等效于在源点的力偶(i,j)在场点产生的 n 方向的位移. 对于力的 3 个分量和 3 个可能的力臂方向，有 9 个力偶，因此，对于一般的地震点源的等效力，可表示为 9 个力偶组合.

在圆柱坐标系下，一般类型的地震点源的垂向 z、径向 r 和切向 θ 的位移表达式为

$$\begin{cases} w_z(t) = \dfrac{1}{4\pi\rho}\dfrac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left[\dot{D}(t)\sum\limits_{m=0}^{2}A_mW_m(t)\right] \\ q_r(t) = \dfrac{1}{4\pi\rho}\dfrac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left[\dot{D}(t)\sum\limits_{m=0}^{2}A_mQ_m(t)\right] \\ v_\theta(t) = \dfrac{1}{4\pi\rho}\dfrac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left[\dot{D}(t)\sum\limits_{m=0}^{2}A_mV_m(t)\right] \end{cases} \tag{2}$$

$$\begin{cases} A_0 = \dfrac{1}{2}M_{33} \\ A_1 = -\ (M_{13}\cos\theta + M_{23}\sin\theta) \\ A_2 = M_{11}\cos^2\theta + M_{22}\sin^2\theta + M_{12}\sin2\theta \\ A_4 = M_{13}\sin\theta - M_{23}\cos\theta \\ A_5 = -\ \dfrac{1}{2}(M_{11} - M_{22})\sin2\theta + M_{12}\cos2\theta \end{cases} \tag{3}$$

式中，$\dot{D}(t)$为震源时间函数的微商，$W_m(t)$、$Q_m(t)$和 $V_m(t)$分别是由力偶(i,j)线性组合构成的在圆柱坐标系中的垂向、径向和切向介质响应，即格林函数；ρ 为震源处介质的密度. 在利用广义射线理论计算远场的 P 波格林函数时，要采用初动近似解或高频渐近解. 在这种近似条件下，可合并一些解答形式相同的格林函数. 令

① 陈运泰，顾浩鼎. 1990. 震源物理. 中国地震局地球物理研究所，中国科技大学研究生院教材.

$$M = (M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23}, M_{33})^{\mathrm{T}} = (M_1, M_2, M_3, M_4, M_5, M_6)^{\mathrm{T}}$$

以垂直向为例，由式(2)得

$$w_z(t) = \sum_{m=1}^{6} C_m(\theta, t) M_m \tag{4}$$

这样，我们就可以把位移表达式(2)变成关于地震矩张量的线性方程组．利用不同震中距、不同方位角的观测资料 $\boldsymbol{O}(t, \theta)$，就可以得到线性方程

$$\boldsymbol{CM} = \boldsymbol{O} \tag{5}$$

式中，$\boldsymbol{C}$ 是 $N\times 6$ 矩阵，$\boldsymbol{M}$ 是 6×1 矩阵，$\boldsymbol{O}$ 是 $N\times 1$ 矩阵，N 是观测资料的采样点个数．

我们利用矩张量与观测资料的上述线性关系，首先利用奇异值分解法解方程(5)，反演出地震矩张量，然后求其本征值，最后得到有关的震源参数．

2　速报结果

2.1　资料

我们利用中国数字化地震台网(CDSN)的长周期垂直向 P 波资料，对南黄海地震、新疆伽师地震序列、西藏玛尼地震、河北张北地震进行了震源机制的快速测定．由地球物理研究所九室测定的地震基本参数如表 1 所示．

表 1　地震基本参数

编号	日　期	发震时刻	震中位置		震级	震源深度	参考地区
	年-月-日	时:分:秒	$\varphi_N/(°)$	$\lambda_E/(°)$	M_S	/ km	
1	1996-11-09	21:56:06.7	31.76	123.25	6.1	29	南黄海
2	1997-01-21	09:47:14.5	39.38	76.94	5.9	19	新疆伽师
3	1997-03-01	14:04:14.8	39.39	76.85	5.5	23	新疆伽师
4	1997-04-06	07:46:19.1	39.60	76.82	5.9	32	新疆伽师
5	1997-04-06	12:36:23.3	39.44	77.02	6.1	20	新疆伽师
6	1997-04-11	13:34:42.9	39.46	76.96	6.3	16	新疆伽师
7	1997-04-13	05:09:09.3	39.39	76.94	5.2	21	新疆伽师
8	1997-04-16	02:19:10.2	39.59	77.01	6.0	23	新疆伽师
9	1997-11-08	18:03:02.6	35.90	87.50	7.5	10	西藏玛尼
10	1998-01-10	11:50:39.0	41.10	114.30	6.2	10	河北张北

2.2　速报结果

这 10 次地震的波形拟合结果如图 1～10 所示，每组曲线上面的粗线为地震记录，下面的细线为合成地震图，曲线右侧的两个数为记录图和合成图峰值的数字数，左侧的数为相关系数．下半球等面积投影图中粗实线表示矩张量解的节面，细实线表示最佳双力偶的节平面．表 2 列出了由矩张量解求得的震源参数．其中，A，P(T 轴、B 轴和 P 轴)表示的是方位角和倾角；θ，δ 和 λ 分别为最佳双力偶节面 1 和节面 2 的方位角、倾角和滑动角．

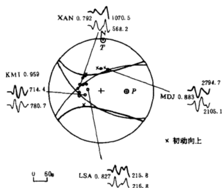


图 1　1996 年 11 月 9 日南黄海地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较．这次地震用了 16 个台的资料，其中有 12 个台的模拟记录的初动资料

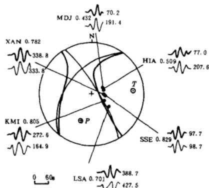


图 2　1997 年 1 月 21 日新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

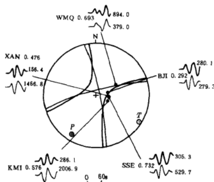


图 3　1997 年 3 月 1 日新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

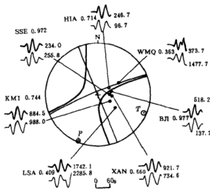


图 4　1997 年 4 月 6 日 7 时新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

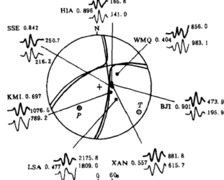


图 5　1997 年 4 月 6 日 12 时新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

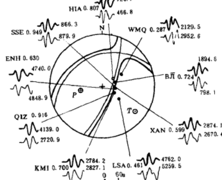


图 6　1997 年 4 月 11 日新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

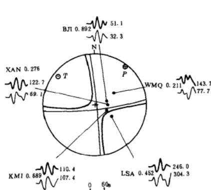


图 7　1997 年 4 月 13 日新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

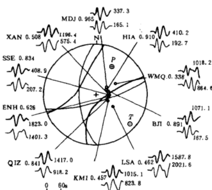


图 8　1997 年 4 月 16 日新疆伽师地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

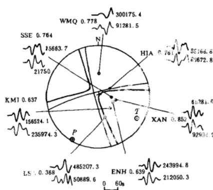


图 9　1997 年 11 月 8 日西藏玛尼地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

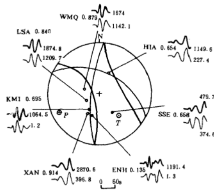


图 10　1998 年 1 月 10 日河北张北地震 P 波长周期记录与合成地震图的比较

表 2　由矩张量解求得的震源参数

编号	T 轴		B 轴		P 轴		节面 1			节面 2			M_w
	$A/(°)$	$P/(°)$	$A/(°)$	$P/(°)$	$A/(°)$	$P/(°)$	$\theta/(°)$	$\delta/(°)$	$\lambda/(°)$	$\theta/(°)$	$\delta/(°)$	$\lambda/(°)$	
1	1	1	270	36	92	54	122	55	−44	241	56	−135	5.5
2	85	22	340	34	202	48	329	75	−125	219	38	−25	5.5
3	122	2	23	75	212	15	348	81	−168	256	78	−9	5.5
4	119	12	266	76	27	7	162	77	177	253	87	13	6.0
5	125	9	28	41	226	48	253	51	−32	5	66	−136	5.9
6	127	23	29	18	263	60	248	28	−47	22	70	−110	6.3
7	134	8	356	79	225	7	179	89	169	269	79	1	5.4
8	130	12	233	48	29	40	177	53	−158	74	73	−39	5.9
9	120	13	316	77	211	3	256	79	1	165	83	169	7.3
10	139	47	351	38	247	16	186	71	131	296	44	27	5.7

表 3 哈佛大学测定的震源参数

编号	T轴		B轴		P轴		节面1			节面2			M_w
	A/(°)	P/(°)	A/(°)	P/(°)	A/(°)	P/(°)	θ/(°)	δ/(°)	λ/(°)	θ/(°)	δ/(°)	λ/(°)	
1	无												
2	无												
3	无												
4	113	5	330	83	203	4	158	89	173	248	83	1	5.8
5	126	9	32	25	236	64	243	42	−51	16	59	−119	5.9
6	119	15	21	25	237	60	240	37	−45	9	65	−118	6.1
7	无												
8	121	1	212	47	30	43	175	60	−147	67	62	−34	5.9
9	126	11	331	78	217	5	262	79	4	171	86	169	7.6
10	184	58	343	30	78	9	200	44	136	324	61	55	5.8

注:以上结果是哈佛大学的快速矩心矩张量(CMT)解，通常会与经过校核复算的地震报告上的结果略有不同. 对于有些地震，虽然哈佛大学没有快速 CMT 结果，但在以后的地震报告中给出了震源机制解.

由于利用了观测资料与地震矩张量之间的线性关系式(5)，采用了线性反演地震矩张量的方法，从而真正做到了快速测定中等大小地震的震源机制. 在中国地震局预测预防司、地球物理研究所和 CDSN 台网的共同努力下，CDSN 的数据传输能力得以不断改善，CDSN台网的数据管理中心(DMC)可以通过拨号电话的方式调用大部分台站的波形数据，为快速测定大震的震源机制创造了条件. 通过几次地震的实践，在各方面的积极配合下，使快速反应的速度不断提高. 从表 4 可以看出，我们测定的结果与哈佛大学的结果是一致的. 在这 10 次地震中，有 4 次哈佛大学没有进行测定，有 4 次是在哈佛大学上网公布结果后我们才进行测定的，有 2 次是在哈佛大学的结果上网公布前报出的. 特别是对 1998 年 1 月 10 日的河北张北地震，我们的速报工作取得了较好的效果. 该震的发震时刻是 11 时 50 分 39.0 秒，我们收集和转换数据用了 2 小时 15 分，实际计算用了 2 小时 25 分，到 10 日 16 时 30 分把结果报给中国地震局震情值班室为止，共用了 4 小时 40 分. 而我们在 11 日 8 时 34 分才收到美国哈佛大学的 CMT 结果. 一般情况下，从得到波形数据到计算出震源机制解大约需要 2～3 小时，如果能够得到实时或准实时的波形资料，就可以在收到国外的震源机制解之前得出并公布我们的测定结果.

3 结论

我们利用地震矩张量反演的方法和 CDSN 台网收集到的宽频带数字地震资料，快速测定了发生于我国境内的 10 次地震的震源机制解，并以"地震震源参数简报"的形式将结果及时发送给中国地震局震情值班室和有关省地震局，在大震的快速反应中发挥了作用. 由于采用了线性反演方法，提高了计算速度，使地震矩张量反演由研究工作向常规处理工作转变迈出了重要的一步. 今后，这项工作要向两个方向发展：一是使地震矩张量反演速度进一步加快，对于国内地震争取在地震发生以后 4 小时得出我们的结果，尽快为分析预报部门提供基础资料；二是降低震级的下限，在现有的条件下，争取使震级的下限降到 M_S=5.0，因为对于发生在中国境内 M_S=5.0～5.8 地震，哈佛大学和 USGS 一般不进行地震矩张量的快速测定，而这样的地震如果发生在我国境内或周边的经济发达地区或人口稠密地区，将会产生较大的损失和影响.

表 4　本文(IGCSB)得到的结果与哈佛大学(HRV)结果的比较

编号	IGCSB 结果	IGCSB 报出时间	HRV 结果	收到 HRV 结果时间
1		1996 年 11 月 11 日 10 时 10 分	无速报结果	
2		1997 年 1 月 22 日 10 时 50 分	无速报结果	
3		1997 年 3 月 4 日 11 时 20 分	无速报结果	
4		1997 年 4 月 7 日 16 时 40 分		1997 年 4 月 6 日 23 时 10 分
5		1997 年 4 月 8 日 10 时 10 分		1997 年 4 月 7 日 23 时 34 分
6		1997 年 4 月 11 日 18 时 40 分		1997 年 4 月 11 日 18 时 0 分
7		1997 年 4 月 13 日 14 时 45 分	无速报结果	
8		1997 年 4 月 16 日 12 时 0 分		1997 年 4 月 16 日 12 时 5 分
9		1997 年 11 月 9 日 14 时 0 分		1997 年 11 月 9 日 2 时 20 分
10		1998 年 1 月 10 日 16 时 30 分		1998 年 1 月 11 日 8 时 34 分

本研究得到了李强研究员、吴忠良研究员以及任克新、杨辉、党京平、张德存、王红、黎明、李卫东等同志的大力支持，笔者在此一并表示衷心地感谢.

参 考 文 献

陈培善. 1995. 地震矩张量及其反演. 地震地磁观测与研究，**16**(5)：19～53

陈运泰，赵明，李旭，等. 1994. 青海共和地震震源过程的复杂性. 见：陈运泰等主编. 中国固体地球物理学进展. 北京：海洋出版社，287～303

方韶东，陈培善. 1993. 用地震波形资料反演中国大陆六个中强地震的矩张量和震源机制. 地震学报，**15**(3)：261～267

刘瑞丰，党京平，方韶东，等. 1997. 用广义射线理论线性反演一般地震点源的地震矩张量. 地震学报，**19**(2)：202～207

倪江川，陈运泰，陈祥熊. 1991. 地震矩张量及其反演. 地震地磁观测与研究，**12**(5)：1～17

许力生，陈运泰，Fasthoff S. 1997. 1996年2月3日云南丽江 M_S=7.3地震震源过程的时空复杂性. 见：陈运泰等主编. 中国地震学研究进展——庆祝谢毓寿八十寿辰. 北京：地震出版社，91～105

姚振兴，郑天愉，温联星. 1994. 用P波波形资料反演中强地震地震矩张量的方法. 地球物理学报，**37**(1)：36～45

姚振兴，Helmberger D V. 1985. 测定断层面解的地震波形反演方法. 地震，(3)：46～53

周公威，陈运泰，吴忠良. 1997. 中国数字地震台网的数据在中国地震学中的应用. 地震地磁观测与研究，**18**(5)：68～79

Aki K, Richards P G. 1980. *Quantative Seismology: Theory and Methods*, **1**. San Francisco: Freeman W. H. and Company

Chen Y T, Xu L S, Li X, *et al*. 1996. Source process of the 1990 Gonghe, China, earthquake and tectonic stress filed in the northeastern Qinghai-Xizang(Tibetan) plateau. *Pure Appli Geophys*, **146**(3/4): 697～715

Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform date for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res*, **86**: 2 825～2 852

Dziewonski A M, Friedman A, Giardini D, *et al*. 1983. Centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes 1981. *Phys Earth Planet Inter*, **33**: 76～90

Dziewonski A M, Ekstrom G, Salganik M P. 1992. Centroid-moment tensor solutions for July-September 1991. *Phys Earth Planet Inter*, **72**: 1～11

Sipkin S A. 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Synthetic waveforms. *Phys Earth Planet Inter*, **30**: 242～259

Sipkin S A. 1986. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity 1981—1983. *Bull Seism Soc Amer*, **76**: 1 515～1 541

第21卷 第2期
1999年3月 (123~132)
地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA
Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

中国大陆及其周边地区构造应力场的数值计算及其在地震活动性解释上的应用*

焦明若 张国民 车 时 刘 杰

(中国北京 100036 中国地震局分析预报中心)

摘要 利用粘弹性有限元模型，采用最新发表的边界位移速率结果，对中国大陆及其邻区的基本构造应力场进行了数值模拟. 主要内容有：最大剪应力及其变化速率的模拟、最大剪应变及其变化速率的模拟和剪应变能密度及其变化速率的模拟. 针对中国大陆及其邻区地震活动在时空分布上高度不均匀之特点，将中国大陆东西部地震能量释放进行归一化处理，即得到归一化的本底能量值，并将模拟结果与实际地震活动进行对比. 结果表明，用上述模拟结果可以较好地解释中国大陆及其邻区地震分布的特点.

关键词 构造应力场 数值模拟 地震活动 中国大陆

引言

中国大陆位于欧亚板块东南部，为印度洋板块、太平洋板块和菲律宾海板块所夹持，又同时处于世界两大地震活动带之间. 与两大地震带所表现的地震沿板块边界呈带状分布不同，中国大陆及其周边地区地震活动具有独特的特征，表现为强度大、频度高、分布广、震源浅、破坏重、类型多和时空分布极不均匀等特点(梅世蓉，车时，1993). 这些特点无疑与中国大陆所处的独特的构造环境和地球动力学环境有密切关系. 为了解释这种地震活动特征，有必要从地球动力学的角度来分析其成因. 地震的孕育和发生是地壳内应力、应变长期积累和释放的结果，用数值模拟方法研究现代应力场的形成和发展过程，是研究地震活动成因机理的重要手段之一. 为此，自70年代以来，许多学者从不同角度对我国及其邻区的构造应力场分布特征进行了探索性研究. 汪素云和陈培善(1980)率先应用有限元数值模拟方法反演板块边界作用力的大小. 考虑了5种应力和位移边界条件，将计算得到的最大主应力方向与震源机制解P轴方向进行对比，从中选择符合最好的边界条件来模拟现代构造应力场. 当然，上述模拟研究也有许多不足，如没有考虑到板块边界的耦合差异性、材料分区过于简单，以及模型中也没有考虑到时间因素等. 王仁和梁海华(1985)基于弹性小变形的假定，采用线性叠加原理反演东亚应力场. 许忠淮等(1992)根据观测到的应力方向，利用有限单元方法，反演中国大陆东部及附近地区板块边界作用力的大小. 汪素云等(1996)使用平滑方法，对最新中国及邻区地震震源机制解资料进行分析，并反演了中国大

* 中国地震局"九五"重点项目(95-04-03-03-03).
1998-07-15收到初稿，1998-11-14收到修改稿并决定采用.

陆及其邻区的板块作用力的相对大小. 梅世蓉和车时(1993)利用马克斯威尔模型，对中国及其邻区现代构造应力场进行了模拟. 许忠淮和吴少武(1997)分析了南黄海和东海地区18口石油勘探钻井的井孔崩落特征，结合对琉球岛弧和冲绳海槽地区浅源地震震源机制的分析，确认了南黄海地区与我国华北地区有类似的现代构造应力场特征，并推断我国东部地区并未受到菲律宾海板块俯冲的水平推挤作用，而是可能受到垂直于冲绳海槽走向的拉伸作用的影响. 以上模拟结果基本取得以下共识：中国大陆及其周边地区现代构造应力场的形成是印度洋板块、太平洋板块和菲律宾海板块三大板块联合作用的结果，并认为印度洋板块基本控制了中国及其邻区现代构造应力场的分布格局；其次为太平洋板块，其运动主要影响到东北和华北地区；菲律宾海板块的作用最小，对华南亚板块及华北亚板块的南部地区有一定影响. 菲律宾海板块沿琉球岛弧对中国东部的挤压力不会太大.

近年来，针对三大板块与欧亚板块的作用方式，对中国大陆及其邻区地震活动性的影响也引起了许多学者的重视. 臧绍先等(1989，1992，1994)、臧绍先和宁杰远(1996)、傅征祥和姜立新(1997)详细地研究了中国周边板块的相互作用方式、会聚边界的转换及俯冲带耦合情况与地震活动分布的关系. 结果表明，三大板块与欧亚板块的耦合方式存在明显的分段差异性，即耦合的不均匀性. 这种耦合的不均匀性同时控制了大陆地震活动的不均匀性. Sato 等(1996)利用三维有限元方法，对喜马拉雅弧形块体进行了应力场的数值模拟，发现应力积累主要集中在弧形块体的东西两侧，这与地震空间分布图象是一致的. 时振梁等(1982)根据板块理论，探讨了我国地震分区与周边板块运动的关系，并提出了不同地震区地震活动有不同的重复周期. 张国民(1989)对板块边界活动与中国大陆强震活动进行了研究，并指出西太平洋北段活动与我国北部8级大震存在明显的相关关系，而西部地区地震活动则与印度板块边界作用更为密切.

综上所述，针对三大板块各自对中国大陆及邻区的影响范围、程度、边界动力的反演结果及边界耦合的差异性取得了许多共识. 本文在上述基本认识基础上，根据最新边界动力观测结果(如琉球弧后撤、动力边界耦合差异等)，利用粘弹性标准线性固体模型，对中国大陆及其邻区的构造应力场进行模拟. 其中，首次给出了中国大陆及其邻区剪应力、剪应变、应变能密度的时间演化速率图象. 在将模拟结果与实际强震对比时，考虑到中国大陆及其邻区地震活动在时间上分布很不均匀的特点，本文首次提出了“均一化地震能量释放”思想，即西部地区使用100年的强震能量释放结果(主要考虑到西部地区大于7级地震有仪器记载只有100年的历史这一事实)，东部使用600年的强震能量释放结果(考虑到东部地区有仪器记载的大于7级地震有600年的历史)，并除以6得到100年的值，使得东西部本底能量处在同一水平上，并将模拟结果与之比较. 这样能更合理地认识中国大陆及其邻区地震活动的分布特点，使模拟结果解释实际地震活动规律更有效果.

1　构造应力场的计算

考虑到震源机制解所得到的应力场以水平力为主，以及所研究的区域大范围之特点，我们将模型简化为平面应力问题. 本文计算使用了梁北援的GLFEMP有限元程序.

1.1　计算范围与单元材料划分

计算范围为东经55°～160°，有限元网格从1：800万的《亚欧地震构造图》上描绘下来. 根据《中国岩石圈动力学纲要》，将我国及其邻区划分为6个亚板块：青-藏亚板块、新

疆亚板块、蒙古亚板块、黑龙江亚板块、华北亚板块和华南亚板块(马杏垣，1987)．将全区划分成 489 个单元，共 275 个节点(图 1)．图中同时给出了各板块边界位置、分段情况以及边界位移的相对大小和方向．其中，A 边界为印度洋与欧亚板块边界，A_1，A_2，A_3，A_4 分别为边界的西、中、东、东南段；B 边界为太平洋与欧亚板块边界，B_1，B_2 分别为其北段和南段；C 边界为菲律宾海板块与欧亚板块边界，C_1，C_2，C_3，C_4 分别为该边界的北段、中段、南段和东南段；D 为南部边界，D_1，D_2 分别为南部边界的西段和东段．边界条件的详细情况见表 2.

1.2　力学模型

采用标准线性固体模型．所谓标准线性固体模型可以看成由一个弹簧和一个开尔文体的串联组成(图 2).

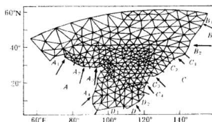


图 1　有限单元计算网格图

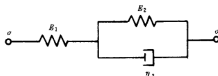


图 2　标准线性固体模型

对于弹簧和开尔文体分别写出其本构方程为

$$\sigma = E_1\varepsilon_1 \tag{1}$$

$$\sigma = E_2\varepsilon_2 + \eta_2\dot{\varepsilon}_2 \tag{2}$$

由于总应变 ε 为弹簧应变 ε_1 和开尔文体应变 ε_2 之和，即

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \tag{3}$$

联立方程式(1)、(2)和(3)，得

$$(E_1 + E_2)\sigma + \eta_2\dot{\sigma} = E_1E_2\varepsilon + E_1\eta_2\dot{\varepsilon} \tag{4}$$

式(4)即为标准线性固体模型本构方程.

我们把 6 个亚板块看成 6 个材料区，各材料区的物性参数列于表 1 中．在计算时将两个弹簧的杨氏模量和剪切模量看成相等.

表 1　各材料区的物性参数值

材料号	材料区名	杨氏模量 /GPa	泊松比	剪切模量 /GPa	粘滞系数 /10^{22} Poise
1	青-藏亚板块	87	0.25	34.8	0.4
2	新疆亚板块	92	0.25	36.8	2
3	蒙古亚板块	90	0.25	36.0	1.6
4	黑龙江亚板块	92	0.25	36.8	1.4
5	华北亚板块	87	0.25	34.8	2
6	华南亚板块	92	0.25	36.8	4

1.3 边界条件

采用位移边界条件，主要基于边界力无法知道，而板块边界的运动速率是可以观测到的. 我们规定北部边界向北运动的位移为零，西部边界则在东西向上固定. 在西南边界，由于印度板块与欧亚板块正面相撞，所以可以直接把印度板块与欧亚板块的相对运动速率作为边界条件. 在东部边界，太平洋板块和菲律宾海板块与欧亚板块以俯冲方式接触，则位移速率按俯冲角度进行分解，取其在平面上的投影作为该处的边界条件. 另外，近似认为板块边界运动方向垂直于边界线. 在计算区域的南部边界，因其不在板块边界上，则给出了较小的估计值(表 2). 位移边界数据主要参考了马杏垣(1987)、梅世蓉和车时(1993)、傅征祥和姜立新(1997)以及许忠淮和吴少武(1997)的有关文献.

表 2 边界条件

边 界		边界条件	
		位移速率/cm·a^{-1}	运动方向
欧亚-印度板块边界	西段	6.4	NE30°
	中段	6.0	NE15°
	东段	6.4	NE5°
	东南段(缅甸山弧)	3.8	NE45°～50°
欧亚-太平洋板块边界	北段	5.5	NW70°
	南段	6.5	EW
欧亚-菲律宾板块边界	北段	3.0	NW50°
	中段(琉球弧)	0	
	南段(台湾附近)	4.0	NW45°
	东南段(吕宋弧)	3.0	NW45°
南部边界	东段	2.0	NW30°
	西段	自由边界*	

* 主要考虑在印度板块碰撞时，由于西藏高原在北面阻挡，物质有南移趋势(臧绍先，1987).

2 计算结果对比与分析

印度洋板块、太平洋板块及菲律宾海板块对欧亚板块的推挤已经历了上亿年的时间，并在欧亚板块内形成了一个基本构造应力场. 然而，由于我们无法估计该基本应力场的绝对数值，考虑到我们所讨论问题的相对性，并使问题简化，我们把印度板块等运动 5 000 年的位移一次加在板块边界上，并把这个应力场作为我们计算的初始应力场. 为检验上述边界条件的合理性，将计算结果(剪应力及其变化速率、应变能密度及其变化速率、剪应变及其变化速率)与地震活动进行对比. 考虑到中国地震活动的特点(图 3)，对中国大陆及其邻区的四大地震区(中亚地震区、南北地震区、华北地震区和东南沿海地震区)的模拟计算结果列于表 3 中. 为便于地震区与无震区之间的比较，将无震区的模拟计算结果也一并列入. 此外，正如第 1 部分所讨论的那样，考虑到我国东、西部地区大地震($M_S \geqslant 7$)复发周期的差异，我们在计算实际地震能量释放时做了均一化处理：计算东部地区 $M_S \geqslant 7.0$ 地震 600 年的能量释放，并将其结果除以 6，得到 100 年的实际地震平均能量释放值，再与西部地区 $M_S \geqslant 7.0$ 地震 100 年的实际地震能量释放结果进行比较，计算结果也一同列于表 3 中(最后一列). 需说明的是，在以下讨论中，剪应力、剪应变、应变能密度是初始时刻的应力场值(即 5 000 年的位移一次加到板块边界上的零时刻值)，而其相应的变化速率值的计算

则是经过 200 年时间后得到的值与初始时刻值相减再除以 200 年得到的年变化速率值.

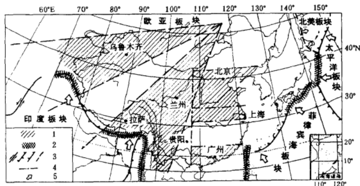


图 3　中国大陆及其邻区近代浅源强震空间分布不均匀性和边界耦合不均匀性示意图

($h\leqslant 6.0$ km. $M_S=7.0\sim7.9$，1900～1993 年；$M_S\geqslant8$，1500～1993 年.

地震活动分区引自傅征祥，姜立新，1997)

1. 强地震活动区；2. 板间强耦合段；3. 板块边界；

4. 中国大陆及邻区地震分区界线；5. 板块相对运动方向

表 3　中国大陆各区实际计算结果与模拟结果一览表

	τ_0 /MPa	ε_0 ($\times10^{-5}$)	E_0 /J·m^{-3}	$\dot{\tau}$ /kPa·a^{-1}	$\dot{E}$ /mJ·m^{-3}·a^{-1}	$\dot{\varepsilon}$ /10^{-8}·a^{-1}	Σ_j /EJ	Σ/EJ
中国东部	3.70	4.9	83.6	0.75	33	1.0	9.2	0.343
中国西部	6.28	10.0	368.0	1.25	132	1.95	64	4.015
中亚地震区	4.38	11.2	150.0	1.0	2.15	109	10.2	2.41
南北地震区	7.23	9.76	414.3	1.4	2.15	179	72	2.23
华北地震区	3.0	2.32	10.4	0.625	0.5	5	0.24	0.0968
东南沿海地震区	5.98	15.19	379.2	1.65	2.45	115.5	0.7	0.0926
华南无震区	2.0	6.34	35.0	0.25	0.85	20	0	0
喜马拉雅少震区	3.12	8.3	110.0	0.3	1.7	42.5	5.0	0.0327
北纬 45°以北地区	3.0	4.0	27.0	0.55	0.8	13		

注：τ_0 为模拟平均最大剪应力，ε_0 为模拟平均最大剪应变，E_0 为模拟平均能量密度，$\dot{\tau}$ 为模拟剪应力变化速率，$\dot{E}$ 为模拟应变能密度变化速率，$\dot{\varepsilon}$ 为模拟剪应变变化速率，Σ 为实际地震平均能量释放值，Σ_j 为模拟计算的平均应变能.

2.1　最大剪切应力值分布与强震活动对比

图 4a 是模拟计算给出的中国及其邻区初始基本应力场(最大剪应力等值线图). 从图中可以看出，大致以东经 105°为界将我国分成东西两大部分. 西部应力水平高，相对值平均在 6.3 MPa 以上，而东部地区相对值平均在 3.7 MPa 左右(见表 3). 西部地区的应力值比东部地区大约高出近 2 倍. 那么，与强震实际能量释放结果进行比较，西部地区为 4.0×10^{18} J，东部地区为 3.43×10^{17} J，西部比东部高一个数量级，这与上述模拟结果是一致的. 张国民(1987)在研究了中国大陆强震分布特点时指出，从频度上看，87%的强震发生在西部地区，约为 9∶1. 除了大的分区具有上述特点外，表 3 中给出的各子区(地震区和少震区或无震区)模拟计算结果也表现出同样的特征，即应力水平高的区域实际地震活动及能量

释放也较高．本研究结果对中国大陆及其邻区的地震活动特征给出了较好的解释．

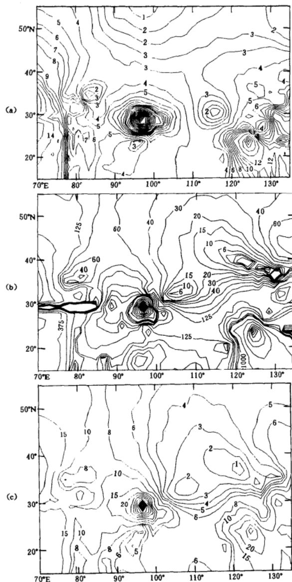


图 4　中国大陆及其邻区最大剪应力值等值线图

(a) 最大剪应力(单位：MPa)；(b) 应变能密度(单位：J/m³)；(c) 最大剪应变($\times 10^{-5}$)

2.2　剪应力场的变化与地震活动性分布特点的对比

由于粘弹模型中引入了时间因素，应力场是随时间变化的，并受边界条件变化及介质

弹性参数不均匀分布的影响．图 5a 表示中国及其邻区的剪应力变化速率等值线图．可以看出，西部地区剪应力变化最快，平均为 1.25×10^{-3} MPa/a．其中，南北地震区变化最快，

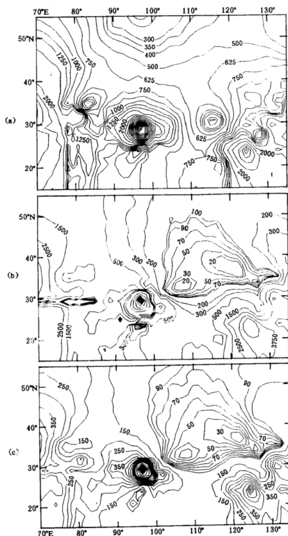


图 5　中国大陆及邻区剪应力变化速率等值线图

(a) 最大剪应力变化速率(单位：Pa/a)；(b) 应变能密度变化速率(单位：10^{-4} J·m^{3}·a^{-1})；

(c) 最大剪应变变化速率(单位：10^{-10}/a)

其次为中亚地震区，最慢的为介于南北地震区和中亚地震区的喜马拉亚少震区；东部地区剪应力变化速率平均为 7.5×10^{-4} MPa/a．其中，东南沿海地震区变化最快，其次为华北地

区，华南无震区及北纬45°以北地区变化最慢. 与强震能量释放计算结果相比较(见表3)，可以看出，应力变化速率快的地区，地震释放的能量也越多. 就华南和华北来说，华北的剪应力变化速率是华南的2.6倍，这使得华北有较快的应力积累，并使岩石较快地达到破裂水平. 从这个意义上可能有助于解释华北地区为什么较华南地区地震活动水平高(见表3).

2.3 应变能密度分布与实际地震能量释放对比

从计算得到的应变能密度分布图上(图4b)来看，基本以东经105°线为界，分成东西两大区域，西部地区明显高于东部地区. 应变能密度高值区主要集中在帕米尔角、阿萨姆角及台湾附近，而上述区域地震能量释放也相对较高(见表3). 值得注意的是，华北地震区应变能密度仅是华南无震区的1/3. 看来，用应变能密度来解释华北地震活动特征存在着困难，这可能与其远离板块边界，以及具有某种特殊地质构造特征等因素有关. 然而，用应变能密度分布仍能较好地解释中国大陆及其邻区地震能量释放分布的整体轮廓特征.

2.4 利用应变能密度模拟计算出的应变能量与实际强震能量释放值的对比

若震源下界为20 km，则模拟计算应变能 Σ_i＝应变能密度 E_0×表面积×20×10³. 从表3可以看出，从模拟计算的应变能值本身对比来看，中国西部比东部高约一个数量级，而实际地震能量的释放，西部也是高出东部一个数量级；从4个地震区的模拟值与实际值比较来看，实际计算值由高到低的顺序是：中亚地震区→南北地震区→华北地震区→东南沿海地震区；而模拟值是：南北地震区→中亚地震区→东南沿海地震区→华北地震区. 可以看出，西高东低的总体格局并未发生变化. 此外，有震区明显高于少震区或无震区，一般高1～2个数量级.

2.5 应变能密度变化速率与地震能量释放的对比

图5b和表3表明，西部地区应变能密度变化速率高于东部地区约3倍，而且除华北地震区外，其它3个地震区的应变能密度增量明显偏高，并与该3个地震区的强震能量释放计算结果是基本一致的. 华北地震区由于远离板块边界，积累能量的速率明显偏低，这也许是为什么华北地震区强震复发周期长的原因.

2.6 剪应变及其变化速率与地震能量释放的对比

从图4c和图5c剪应变和剪应变变化速率等值线图可以看出，西部地区高于东部地区. 而且其高值区主要集中在帕米尔角、阿萨姆角和台湾附近地区. 这些地区也是地震能量释放的高值区. 也可以看出，华北地震区的剪应变和剪应变变化速率都是较低的，这将直接影响其应变能的大小和应变能的积累速率.

2.7 构造应力场与地震活动性关系的力学解释

从上述对比可以看出，地震活动与构造应力场关系密切，而构造应力场的强弱直接与板块边界板间耦合强度有关. 傅征祥和姜立新(1997)将中国及其邻区分成4个主要高地震活动区，即华北地震区、东南沿海地震区、南北地震区(缅甸-中国-蒙古)和中亚地震区(帕米尔-天山-贝加尔湖)(图3)，并指出这4个地震区伸展方向与该区周围板块边界耦合强度大的段落大致垂直. 这种耦合强度上的差异是由相应边界上的应力水平差异引起的. 耦合强度大的地段应力水平较高，应变能密度也较高，地震活动自然也强烈. 就印度板块与欧亚板块的弧形交界上发生的7级以上强震来看，有90%发生在挤入体的西北角(即帕米尔角)和东北角(即阿萨姆角)两个尖角部位. 两个尖角部位的剪应力值最高可达50 MPa，一般在10 MPa以上；而中段附近(即表3中的喜马拉雅少震区)剪应力值较低(一般在3 MPa

左右）.

从上述对比和讨论可以看到，利用初始剪应力值的分布及其变化速率、应变能密度分布及其变化速率、剪应变及其变化速率以及板块边界动力耦合的差异性，可以较好地解释我国大陆及其邻区的地震分布特点.

3 结论

（1）根据模拟结果可以看出：板内地震的动力来源主要来自周边板块在水平方向上的碰撞；造成应力、能量快速集中的影响因素主要与距离板块边界的大小及板块边界的几何形状有关．一般说来，离板块边界愈近、应力集中的速率愈快，地震也越容易发生，并造成地震频度高、周期短．此外，板块边界上几何形状不规则的地段，如尖角部位最容易集中应力，耦合强度也大，是地震多发区．华北地震区由于远离板块边界，其积累能量的速率明显偏低，这也许是华北强地震复发周期长的主要原因.

（2）考虑到琉球弧后撤带来的影响，在计算中给出其零位移边界．计算结果表明，由于琉球弧后撤使得其两侧的剪应力水平明显增强，这与图 3 给出的琉球弧两侧发生强烈耦合是一致的.

（3）模拟结果显示，在长江流域和华南沿海之间有一片低剪应力区，与少震区的位置大体一致．华北地区尽管最大剪应力分布较西部地区及华南沿海地区为低，但与华南地区相比要高，而且更具意义的是，华北地区剪应力变化速率较华南为高，这可能有助于解释华北地区为什么较华南地区会有较强烈的地震活动.

（4）将实际地震释放的能量进行归一化处理，使得上述模拟结果可以有效解释大陆地震的活动特点.

（5）以上我们讨论了各模拟量（剪应力及其变化速率、剪应变及其变化速率和剪应变能密度及其变化速率）与地震活动的相关关系．一般来说，同时有较高的剪应力、剪应变、剪应变能密度及其变化速率，就会有较高的能量背景值和较高的能量积累速率，地震就越容易发生．但需要指出的是，有较高的上述物理量只是地震活动水平高的必要条件，此外，还要有其它影响因素，如失稳条件、岩石破裂强度等．由于篇幅所限，这里就不讨论了.

本研究在完成过程中，得到了辽宁省地震局孙文福副研究员的大力帮助，在此表示感谢.

参 考 文 献

傅征祥，姜立新．1997．中国大陆及邻区大尺度浅源强震空间分布的不均匀性和板块耦合的力学机制．中国地震，**13**(1)：1～9

马杏垣主编．1987．中国岩石圈动力学纲要．北京：地质出版社，1～14

梅世蓉，车时．1993．我国现代构造应力场方向与大小的数值模拟及其与地震活动的关系．见：梅世蓉主编．梅世蓉地震科学研究论文选集．北京：地震出版社，428～447

时振梁，环文林，卢寿德，等．1982．中亚、东亚地震活动特征．中国科学(B 辑)，(9)：840～849

汪素云，陈培善．1980．中国及其邻区现代构造应力场的数值模拟．地球物理学报，**23**(1)：35～45

汪素云，许忠淮，俞言祥，等．1996．中国及其邻区周围板块作用力的研究．地球物理学报，**39**(6)：764～771

王仁，梁海华．1985．用叠加法反演东亚地区现代构造应力场．见：马宗晋主编．国际交流地质学术论文集 2 ——为二

十七届国际地质大会撰写. 北京：地震出版社，29～35

许忠淮，汪素云，俞言祥，等. 1992. 根据观测的应力方向利用有限元方法反演板块边界作用力. 地震学报，**14**(4)：446～455

许忠淮，吴少武. 1997. 南黄海和东海地区现代构造应力场特征的研究. 地球物理学报，**40**(6)：773～780

臧绍先. 1987. 缅甸山弧地区Benioff带的形态及其应力状态. 地球物理学报，**30**(2)：144～157

臧绍先，宁杰远，刘宝诚，等. 1989. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响——(Ⅰ)太平洋板块、菲律宾板块的影响. 见：地球物理学报编辑委员会编. 八十年代中国地球物理学进展——纪念傅承义教授八十寿辰. 北京：学术期刊出版社，293～306

臧绍先，吴忠良，宁杰远，等. 1992. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响——(Ⅱ)印度板块的影响. 地球物理学报，**35**(4)：428～440

臧绍先，陈奇志，黄金水. 1994. 台湾南部-菲律宾地区的地震分布、应力状态及板块的相互作用. 地震地质，**16**(1)：29～37

臧绍先，宁杰远. 1996. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义. 地球物理学报，**39**(2)：189～202

张国民. 1989. 关于我国大陆地区地震大形势的研究. 北京：地震出版社，1～263

张国民. 1987. 我国大陆强震活动的韵律性特征. 地震地质，**9**(2)：27～37

Sato K, Bhatia S C, Gupta H K. 1996. Three-dimensional numerical modeling of deformation and stress in the Himalaya and Tibetan plateau with a simple geometry. *J Phys Earth*, **44**: 227～254

第21卷 第2期
1999年3月 (133～139)
地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA
Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

中国大陆岩石层动力学数值模型的边界条件*

张东宁 许忠淮
(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 利用粘弹性蠕变本构关系的有限元方法，建立了中国大陆岩石层应力场及应变场的动力学模型；以中国大陆岩石层应力场的水平向最大主压应力方向的最新研究成果，以及块体水平运动的方向及速率为约束条件，用试错法得到了模型边界作用力的大小；同时分析了青藏高原重力势能对中国大陆岩石层运动格局的影响．数值模拟试验结果显示，印度洋板块对欧亚大陆的挤压作用及岩石层底部的突然剥离，是导致青藏高原目前快速抬升及正断层发育的动力源．青藏高原物质的水平侧向扩展是形成中国大陆现代构造特征的主要动力因素．模型东部所受到的边界挤压作用，主要来自太平洋板块的俯冲作用，菲律宾板块对欧亚板块的挤压作用可能非常微弱．

关键词 中国大陆 应力场 位移速率 边界条件 有限元

引言

一些学者认为，地壳应力、应变场的动态演化和迁移过程，导致了强震活动的成组性(张国民，傅征祥，1985；Kerr，1995，1996)．利用数值模拟方法，可以体现出地壳中各主要因素的变化对应力应变场不均匀分布动态图象的影响，进而可以预测强震危险区．目前已经开展了探讨构造应力场演化过程与强震活动之间关系的三维数值模拟工作(梅世蓉，梁北援，1989；张东宁，曾融生，1995；张东宁，许忠淮，1995)．这些模拟工作考虑了活动断裂带的几何与力学特征，利用地震学、地球物理学和大地测量学等观测研究结果(如地震勘探剖面和地震层析成像研究)，确定地质构造的数值模型，模拟出不同尺度区域内应力应变场动态演化图象．用计算应力变化来预测未来地震的方法很吸引人(Kerr，1995)，但利用数值模拟方法分析岩石层动力学过程的基本前提之一，是选取合适的边界条件，以得到与实际情况基本符合的背景应力场及应变场．

以原地应力测量、地震震源机制解等资料显示的应力场方向为约束条件，张东宁和高龙生(1989)利用有限元计算推断出，中国大陆地震活动发生在统一的区域性的主应力场背景下，该应力场是印度洋板块和太平洋板块等共同作用于东亚大陆的结果．近年来，国际

* 中国地震局"95-04"重点项目．中国地震局地球物理研究所论著 98A01015．
1998-03-30 收到初稿，1998-06-09 收到修改稿，1998-08-31 决定采用．

上岩石层动力学研究取得大量成果. 应力场资料的不断积累使得人们对板块边界作用力的分布有了新的认识(许忠淮，吴少武，1997). 对中国大陆地壳运动方向及运动速率研究的进展(丁国瑜，1991；周硕愚等，1998)，为反演数值模型边界力的研究提供了更多的约束条件. 随着对青藏高原抬升机制认识的不断加深(England，Houseman，1988，1989)，需要重新研究青藏高原巨大的重力势能对中国大陆块体运动格局的影响. 与上述进展相比较，已往的数值模拟研究已经显得非常粗糙，甚至有的边界条件的假定与实际测量资料是相互矛盾的. 因此，有必要综合新的资料和研究成果，引入应力场和应变场两方面的约束条件，利用试错法推断出周围板块作用力的相对大小，为模拟中国大陆应力场动态演化图象提供更符合实测资料的边界条件.

1　数值模型本构关系的选择

建立有限元数值模型研究岩石层动力学问题，应该给出模型的应变速率，进而计算出物质运动的位移速率. 往往有必要假定地壳岩石及岩石层上地幔具有理想的流变学特性. 因本项研究考虑的时间尺度较短，且重点在研究大陆岩石层在水平方向的运动，故采用的流变学模型为 Maxwell 体(Kusznir，Bott，1977).

模型有限元网格的划分方案见图 1. 为减小边界效应对计算结果的影响，模型在水平方向考虑了比较大的范围. 图 1 中黑色的单元为粘滞系数相对周围单元较低的断裂带单元. 其平均宽度为 20 km. 模型共 7 层，含 1 365 个三维 8 节点实体单元. 考虑到本研究关心的重点是应力场中的偏应力，故忽略应力场中静岩压力部分. 在模型中垂直方向的载荷包括青藏高原平均厚 5 km 的上层地壳的附加重力，以及作用在地壳底部的山根浮力和因岩石层根部剥离产生的浮力，这两部分浮力的大小将在“模型边界条件的确定”一节中予以讨论.

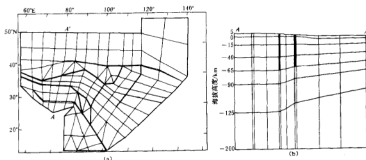


图 1　有限单元网格图. (a) 俯视图；(b) 剖面图(AA'位置见图 1a)

模型垂直方向分层自上而下为：第 1 层平均厚 5 km，该层对应于青藏高原地区上地壳单元的物质密度取 2.6×10^3 kg/m^3，用以引入重力作用来模拟附加地形引起的构造应力. 其它所有单元的密度均取为零；第 2，3 层为中地壳；第 4 层为下地壳，中、下地壳物质因环境压力和温度的增高，粘滞系数随深度减小；第 5，6 层为岩石层上地幔物质，按目前认识，物质成分以橄榄岩为主. 根据实验室的实验结果外推，在同一物理环境下，橄榄岩比

石英岩具有更高的强度，因此在温度和压力相近的情况下，岩石层上地幔物质的粘滞系数要大于下地壳物质；第 7 层为软流层上部. 设置此层单元是为了避免模型底部边界效应对计算结果精度的影响. 此外，模型底部节点沿垂直方向的位移被限定为零，但沿水平方向可以自由移动. 考虑到板块间作用主要局限在岩石层深度范围，故模型边界载荷作用的深度范围也限制在地表至岩石层底界深度范围.

材料参数的选择，主要参考 Kusznir 和 Bott(1977)根据冰川后期岩石层回跳速率得到的地幔材料常数估计值，以及 Post(1977)、Shelton 和 Tullis(1981)、Kusznir 和 Park(1986)根据高温高压岩石实验得到的岩石层物质材料常数值. 模型中对应于青藏高原地区及周边地区不同深度的力学参数在表 1 和 2 中给出. 实验证明，经过长期蠕变作用，决定岩石层内部应力状态的主要因素是岩石的粘滞系数(Kusznir，Bott，1977). 因此，本项研究在考虑材料性质随深度变化时，忽略了杨氏模量沿深度方向的变化. 在考虑变形作用时，重点讨论蠕变变形导致的地壳物质水平位移速率. 此外，对应塔里木和鄂尔多斯地台等稳定地块单元的粘滞系数，要比一般地区单元大一个数量级. 因块体之间的相对运动主要是沿边界断裂带完成的，所以，模型中假定深大断裂带地壳物质的粘滞系数，要比一般地区小一个数量级.

应力场和应变场的计算结果，在初始的若干时间段可能是不稳定的，需要经过若干时间步长的计算模拟岩石层物质因流变性质导致的应力调整作用. 也就是通过应力调节过程使模型的应力场达到一种动态的稳定过程(即模型中的应力及应变速率在一个稳定值附近仅发生微小的变化和调整). 现代应力场及年尺度的位移速率结果，都是在经过足够长时间尺度的计算后得到的，其目的是减小初始时间段计算结果的不稳定性.

表 1　模型参数表(青藏高原)

层号	深度 /km	泊松比	粘滞系数 /10^{21} Pa・s
1	0～5	0.25	1.0
2	0～−15	0.25	1.0
3	−15～−40	0.26	10.0
4	−40～−65	0.28	1.0
5	−65～−90	0.30	10.0
6	−90～−125	0.35	1.0
7	−125～−200	0.35	1.0

表 2　模型参数表(其它地区)

层号	深度 /km	泊松比	粘滞系数 /10^{21} Pa・s
1	0～−5	0.25	1.0
2	−5～−15	0.25	1.0
3	−15～−25	0.26	10.0
4	−25～−40	0.28	1.0
5	−40～−60	0.30	10.0
6	−60～−100	0.35	1.0
7	−100～−200	0.35	1.0

2　模型边界条件的确定

2.1　中国大陆应力场及位移方向和速率约束条件

中国及邻区现代构造应力场图(丁国瑜，1991)为模型的构造应力场模拟提供了约束条件. 我国现代构造应力场的基本格局是，中国西部以近南北向水平压应力为主. 青藏高原至新疆的近南北-北北东向最大主应力迹线向中国东部偏转散开，呈现以青藏高原为中心的辐射状图象.

较早的研究工作(汪素云等，1987)根据陆地上地震的震源机制解推断，中国东部海域的主应力方向可能是陆地主应力方向的自然延伸. 与此相应，模拟中国大陆应力场的工

作，亦在对应菲律宾板块的边界施加了与太平洋板块边界作用力相同的压力(张东宁，高龙生，1989). 近年来随着新资料的积累，许忠淮和吴少武(1997)分析了中国东部沿海石油勘探钻井的井孔崩落资料，并结合对琉球岛弧和冲绳海槽地区地震震源机制解的研究，得出东海地区的最大水平压应力方向为NEE-SWW. 根据应力场特征推断，我国东部地区并未受到菲律宾海板块俯冲的水平推挤作用，而是可能受到垂直于冲绳海槽走向的拉伸作用影响.

全国GPS地壳运动监测网2期观测结果，给出了中国大陆各主要构造块体运动的图象(周硕愚等，1998)，块体运动的图象可以与应力场图象共同约束模型的边界条件. 由地壳运动观测结果可以看出，青藏高原物质存在向北东及南东方向逸出的运动趋势. 在高原物质运动的影响下，川滇菱形块体向南东运动的速率约为16 mm/a. 华南地块主要承受青藏高原向东挤压作用的影响，以及菲律宾海板块北西向的较弱挤压作用. 其块体的整体运动方向向东，应力场的水平向主压应力方向也基本上是这个方向.

2.2 印度洋板块对欧亚大陆的挤压作用及青藏高原受到的垂直作用

印度洋板块与欧亚板块作用的主要边界包括：喜玛拉雅碰撞带、帕米尔碰撞带、印缅山弧俯冲带. 目前普遍认为，中国大陆板内构造变形活动的主要驱动力源来自印度板块与欧亚大陆的碰撞推挤作用，两大板块的会聚作用主要发生在喜玛拉雅碰撞带和帕米尔碰撞带. 欧亚板块在这一碰撞带承受了印度板块的强烈挤压作用.

此外，青藏高原的重力势能对模型应力场及应变场的影响也是不能忽略的. 青藏高原内部正断层活动大约是从8(±3)百万年前开始(Molnar *et al.*, 1993). 正断层活动说明，在该时间，高原的海拔高度发生明显的抬升. England和Houseman(1988, 1989)为解释高原快速抬升的机制，认为印度洋板块的挤压，导致欧亚板块岩石层整体增厚，形成凸进软流层的岩石层根. 因岩石层上地幔组成与软流层相近，在同一深度处较冷的岩石层根部物质的密度要大于软流层物质. 随着岩石层根的不断增长，冷的岩石层根的负浮力导致其不稳定性，致使岩石层根部与上部剥离而沉入软流层. 原来岩石层根部位置的密度突然降低，产生了一个大的浮力托举岩石层整体上快速抬升. 如果在重力均衡之外确实存在这样的岩石层底部浮力作用，则在高原表面抬升时，不再需要巨大的水平向压应力. 研究结果显示，印度洋板块仍然以平均50 mm/a的速度向欧亚板块挤入，据此可以认为，目前青藏高原仍承受着印度洋板块水平方向的挤压作用，但挤压力可能要比以前设想的小一些. 这样，地壳山根浮力(均衡作用结果)、岩石层底部浮力和水平方向边界力共同作用，维持了青藏高原平均海拔5 km高地势的继续抬升，而高原地壳则处于拉张减薄状态. 同时，青藏高原表面的垂直形变图象，亦同时被用来约束边界条件的调整.

综上所述，模型的喜玛拉雅碰撞带边界，在考虑地壳山根及岩石层底部所受浮力后，利用试错法施加一个向北的水平压力载荷边界条件，该水平向压力载荷与略大于高原附加重力作用的浮力共同作用，维持高原地壳目前的抬升运动，且同时满足GPS观测结果(周硕愚等，1998)给出的中国大陆物质位移速率和方向.

2.3 模型西部和北部边界条件的简化

模型对西部和北部边界的边界条件做了简化：没有考虑西部帕米尔地区复杂的构造活动对中国大陆的影响，而仅假定一条简单的西部边界，对应于喀拉昆仑山脉至以北地区. 参考Dewey等(1990)对青藏高原变形特征的分析，限定该段边界沿南北向可自由移动，而

沿东西方向的运动则被限定为零．在模型北部引入近于刚性的塔里木地台，在给定材料参数时，假定这一部分单元基本无流动性．考虑到西伯利亚地台变形运动很小，对中国大陆地区物质运动具有阻挡作用，因而，在模型北部采用刚性固定的位移条件．

3　数值模拟结果与讨论

利用数值模拟试验手段，采取试错法反复调整模型边界作用力的方向和相对大小，以满足应力场和应变场两方面的约束条件，得到了基本上符合实测资料的边界条件．图 2 给出了模型网格位移速率的计算结果．图 3 给出了应力场水平最大主压应力方向的计算结果．

模型东部主要的边界为西太平洋板块及菲律宾海板块俯冲带．从中国大陆构造应力场辐射状的整体格局看，中国大陆构造应力场的主压应力方向在东部明显地向东偏转，在东北部近乎垂直于太平洋板块向欧亚大陆的俯冲带．因此，太平洋板块对欧亚板块东部的作用是不能忽略的．对西太平洋板块沿模型东北部边界对欧亚板块的挤压力大小的估计，则以保证沿边界不存在东西方向的位移为约束条件．经反复的数值模拟试验，估计太平洋板块对欧亚板块的作用强度约为 15 MPa(不考虑静岩压力)．

新的资料(许忠淮，吴少武，1997)和本研究的模拟试验结果显示，中国东部海区应力场图象，可能并不是陆地应力场图象的自然延伸．从图 3 可以看出，在模型东部，水平最大压应力方向基本上与菲律宾板块边界及冲绳海槽走向一致．许忠淮和吴少武(1997)认为，东海地区浅部的地壳现代构造应力场，不是由菲律宾板块在琉球岛弧地带的碰撞挤压激发的，而是与冲绳海槽的扩张有关．据此，建立模型的工作在考虑东部边界作用力时，考虑到许忠淮和吴少武(1997)的观点，在对应菲律宾海板块作用的边界不再施加任何压力．利用试错法估计出模型边界作用力的方向和相对大小．结果见图 2 和 3．

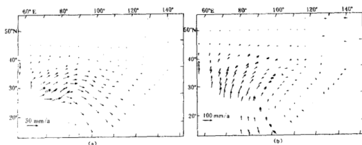


图 2　模型水平向位移速率模拟结果

(a) 考虑青藏高原地形附加重力作用及浮力作用的模拟结果；

(b) 不考虑青藏高原地形附加重力作用及浮力作用的模拟结果

调整边界条件，同时满足应力场方向和块体位移速率两种约束条件是困难的，目前的边界条件也只是基本满足这两种约束条件．引入位移速率约束条件可以在一定程度上弥补应力场量值数据的缺乏，特别是目前对地壳深部应力大小的了解仍是一片空白．在模拟印度洋板块对欧亚大陆的挤压作用力时，位移速率条件可以对边界力的数值加以约束．青藏高原平均高出周围地区 5 km，根据重力均衡原理，维持高海拔附加地形，需要产生凸进地

幔的地壳山根. 假定上地壳平均密度为 2.6×10^3 kg/m^3，维持 5 km 高的附加地形达到重力均衡，需要地壳山根底部受到的浮力作用达到 130 MPa. 此外，根据 England 和 Houseman (1988，1989)的观点，目前高原快速抬升的动力原因，可能是岩石层根部突然剥离，低密度地幔物质补充到原来岩石层根位置，对地壳和岩石层上地幔产生了额外的浮力作用. 经过反复调整，当选定地壳山根浮力与岩石层根部浮力之和为 180 MPa、印度洋板块的挤压作用强度为 80 MPa 时，中国大陆地壳物质运动速率的模拟结果(图 2a)与 GPS 测量结果(周硕愚等，1998)的方向和数值基本一致. 而在以前的研究中，往往选取印度洋板块的挤压作用强度为 100 MPa 以上(张东宁，高龙生，1989；张东宁，许忠淮，1995). 张东宁和许忠淮(1997)曾提出，水平向压应力在物性不均匀的地壳内释放或集中，造成青藏高原目前的应力状态. 但数值模拟试验的结果显示，单纯依靠挤压作用来产生高原地表抬升的边界条件，会在高原南部边缘得到一个远远大于 GPS 观测结果(周硕愚等，1998)的块体相对运动速率.

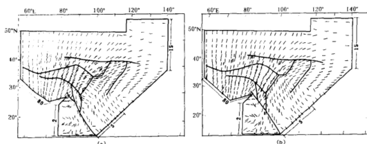


图 3 模型应力场水平最大压应力方向模拟结果

(a) 考虑青藏高原地形附加重力作用及浮力作用的模拟结果；

(b) 不考虑青藏高原地形附加重力作用及浮力作用的模拟结果

一些研究结果显示，青藏高原物质存在向北东及南东方向逸出的运动趋势(丁国瑜，1991；Molnar，Lyon-Caen，1989；周硕愚等，1998). 图 2 的模拟结果在高原东部物质的运动趋势上存在明显的差异. 考虑青藏高原附加地形作用的模拟结果(图 2a)与周硕愚等(1998)给出的 GPS 测量结果在物质运动方向和运动速率数值上基本一致；而不考虑青藏高原地形影响的模拟结果(图 2b)，整个中国大陆物质运动方向均有明显向北的分量，与 GPS 实测结果差异很大. 就应力场方向的模拟结果而言，考虑到青藏高原地形影响的结果(图 3a)，中国大陆应力场方向呈现以青藏高原为中心的辐射状图象，与实测结果(丁国瑜，1991)一致. 而忽略高原地形影响的模拟结果(图 3b)，应力场方向在高原东部边缘与实测结果近乎垂直，模拟与实测有明显不同. 数值模拟实验结果的差异表明，青藏高原地形影响是形成中国大陆现代构造运动格局的主要动力因素.

本研究关注的目标是中国大陆内部的动力学图象，对板块边界的作用以施加正向压力方式来模拟. 对大洋板块的俯冲或大陆板块间的会聚形式，受模型规模的限制，没有予以细致的考虑. 这在以后可以通过两种方式来解决：① 建立更细致、规模更大的模型；② 针对某一会聚边界，建立尺度较小且较细致的模型. 但就模拟结果而言，本研究的边界条件可以用于中国大陆内部应力及应变变化趋势的模拟试验工作.

参 考 文 献

丁国瑜主编. 1991. 中国岩石圈动力学概论. 北京：地震出版社，123～141

梅世蓉，梁北援. 1989. 唐山地震孕震过程的数值模拟. 中国地震，**5**(3)：9～17

汪素云，许忠淮，葛民. 1987. 黄海、东海及邻区的地震构造应力场. 中国地震，**3**(3)：18～25

许忠淮，阎明，赵仲和. 1983. 由多个小地震推断的华北地区构造应力场方向. 地震学报，**5**(3)：268～279

许忠淮，汪素云，黄雨蕊，等. 1989. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报，**32**(6)：636～647

许忠淮，吴少武. 1997. 南黄海和东海地区现代构造应力场特征的研究. 地球物理学报，**40**(6)：774～781

张东宁，高龙生. 1989. 东亚地区应力场的三维数值模拟. 中国地震，**5**(4)：24～33

张东宁，曾融生. 1995. 冀中坳陷滑脱构造动力的数值模拟. 地震学报，**17**(4)：414～421

张东宁，许忠淮. 1995. 青藏高原南部正断层地震活动的可能机制. 地震学报，**17**(2)：188～195

张东宁，许忠淮. 1997. 西藏南部地堑构造成因的数值模拟. 中国地震，**13**(4)：349～357

张国民，傅征祥. 1985. 华北强震的时间分布及物理解释. 地球物理学报，**28**(6)：569～578

周硕愚，张跃刚，丁国瑜，等. 1998. 依据 GPS 数据建立中国大陆板内块体现时运动模型的初步研究. 地震学报，**20**(4)：347～355

祝恒宾，周文武，武立高. 1985. 青藏高原重力场特征及其在大地构造上的含义. 地球物理学报，**28**(增刊 I)：60～70

Dewey J F，Shackleton R M，常承法，等. 1990. 青藏高原的构造演化，青藏高原地质演化，中-英青藏高原综合地质考察队. 北京：科学出版社，384～415

England P C，Houseman G A. 1988. The mechanics of the Tibetan Plateau. *Phil Trans Roy Soc London*，**A**，**326**：301～319

England P C，Houseman G A. 1989. Extension during continental convergence，with application to the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*，**94**(B12)：17 561～17 579

Kerr R A. 1995. Bigger jolts are on the way for Southern California. *Science*，**267**：176～177

Kerr R A. 1996. Seismologists learn the language of quakes. *Science*，**271**：910～911

Kusznir N J，Bott M H P. 1977. Stress concentration in the upper lithosphere caused by underlying visco-elastic creep. *Tectonophysics*，**43**：247～256

Kusznir N J，Park R G. 1986. Continental lithosphere strength：the critical role of lower crustal deformation. In：Dawson J B *et al*(eds)，*The Nature of the Lower Continental Crust*. Geological Society Special Publication. Oxford：Blackwell Scientific Publications.（24）：79～93

Molnar P，Lyon-Caen H. 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys J Int*，**99**：123～153

Molnar P，England P，Martinod J. 1993. Mantle dynamics，uplift of the Tibetan Plateau，and the Indian monsoon. *Rev Geophys*，**31**(4)：357～396

Post R L，Jr. 1977. High temperature creep of Mt. Brunett dunite. *Tectonophysics*，**42**(2～4)：75～110

Shelton G，Tullis J. 1981. Experimental flow laws for crustal rocks. *EOS*，**62**：396

第 21 卷 第 2 期
1999 年 3 月 (140～149)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

华北地区三维构造应力场*

陈连旺 陆远忠 张 杰
许桂林 郭若眉

(中国北京 100085 中国地震局地壳应力研究所)

摘要 根据最新的地质构造、地球物理、原地应力测量以及震源机制解资料，建立了华北地区三维构造应力场模型；对华北地区构造应力场的三维图象进行了模拟计算；分析研究了区域构造应力场的总体特征和局部分区特性；并讨论了华北构造块体的动力边界条件、活动断裂构造和地壳物性分区等因素对华北构造应力场的控制和影响.

关键词 华北地区 构造应力场 三维图象 有限单元法数值模拟

引言

地壳构造应力场是地球动力学研究的核心问题之一. 其主要任务是：探讨地壳构造应力场的空间分布形态及其随时间的动态演化，进而追踪地壳构造运动的演化历程，认识现今的地壳构造活动及其发生机制，从而预测地壳构造运动未来的发展演化规律.

70 年代末，"地壳与上地幔内偏应力的大小"国际学术会议上发表的一系列研究成果，给出了地球内部构造应力量级的大概轮廓(McGarr，1980；McNutt，1980；Mercier J-C C，1980；Solomon *et al.*，1980；Zoback，Zoback，1980). 1986～1990 年开展了"世界应力图项目"的国际合作研究(Zoback，Zoback，1989；Zoback，1992)，建立了世界性的地应力数据库，编制了世界应力图，确定了地应力的相对大小和与板块构造运动密切相关的 I 级应力场的基本特征.

我国的科学工作者从震源机制解、原地应力测量、有限单元法数值模拟以及地质资料分析等诸多方面，开展了地壳构造应力场的研究工作，在华北地区取得了比较丰富的研究成果. 李钦祖等(1982)分析了近几十年华北地区数十次地震的震源机制解，主压应力轴大都为 NEE-SWW 向，且接近水平. 此应力场的总体特征在全区范围内一致性很好，只有山西省的几次 $M_S<6$ 地震的震源机制结果偏离了全区应力场的一致性. 许忠淮等(1989)利用我国大陆地区大量的中小地震的资料，分析了现代构造应力场的方向，编制了全国 76 个分区的平均应力场方向图. 李方全和刘光勋(1986)、陈家庚等(1982)、丁建民和梁国平(1985)、高建理等(1987)在华北地区进行了大量的原地应力测量，取得了数千组数据，给出了不同地区的应力场特征及应力随深度的变化规律等结果.

* 国家自然科学基金(49574223)资助项目；中国地震局"九五"重点项目(95-04-04-03-01).
1998-07-17 收到初稿，1998-10-23 收到修改稿并决定采用.

王仁等(1982)、罗焕炎等(1980)、宋惠珍等(1982)、汪素云和陈培善(1980)、张东宁等(1989)利用有限单元法对构造应力场进行了数值模拟研究，在一定的理论模型基础上，探讨了应力场的起源、应力场的总体特征以及地震的孕育、发生和迁移过程等地球动力学问题.

本研究依据最新的华北地区三维波速结构、全新世活动断裂以及地壳深部的构造环境等因素，结合震源机制解与原地应力测量资料，确定了适当的华北地区几何边界条件和动力边界条件，并通过有限单元数值模拟的方法，研究其三维构造应力场的总体特征和局部细节，为进一步研究其动态演化图象提供基础.

1　华北地区的三维地质模型

华北断块包含了贺兰山-六盘山以东、秦岭-大别山以北和北纬 42°以南的广阔地区，建立地质模型时要充分考虑地表地形、地壳深部结构以及介质的非均匀性等多种因素，特别是要考虑对地质构造运动和地震活动起决定作用的活动断裂. 华北地区内的活动断裂控制了该地区构造运动的发生和发展，成为不同地貌和构造单元的边界. 这些断裂大致可划分为山西地堑系断裂带、华北平原断裂带和郯庐断裂带. 全新世主要活动断裂见表 1.

表 1　全新世主要活动断裂简表

断裂名称	类型	长度 / km	产状			活动性质
			走向	倾向	倾角/(°)	
郯庐	壳	>1 000	N15°E	W(北段) E(南段)	60	右旋逆走滑
唐山	基底	50	N30°E	SE	70	右旋走滑正
夏垫	壳	100	NNE	SE	70	右旋走滑正
太行山山前	壳		NNE			
小汤山	壳	23	N35°E	SE	70	正断
延庆盆地北缘	壳	60	NE	SE	60	正断
矾山盆地北缘	基底	30	NE	SE	60	正断
怀涿盆地北缘	基底	58	NE	SE	60	正断
蔚广盆地南缘	壳	100	NEE	NW	65	正断
灵丘盆地南缘	壳	40	NEE	N	70	正断
六棱山北麓	壳	130	NEE	NNW	70	正断
六棱山西麓	壳	25	N30°E	NW	71	右旋正走滑
口泉	壳	100	NE	SE	70	正断
恒山北麓	壳	128	N50°E	NW	70	正断
五台山北麓	壳	85	N60°E	N	60	正断
云中山山前	基底	50	近 NS	E	70	右旋正走滑
系舟山山前	壳	100	N45°E	NW	70	正断
系舟山西麓	壳	20	N10°E	W	65	右旋正走滑
交城	壳	100	NNE	E	60	正断
霍山山前	壳	60	N10°E	W	70	右旋正走滑
罗云山山前	基底	120	NNE	E	70	右旋正走滑
韩城	壳	100	N30°E	E	60	右旋正走滑
中条山山前	壳	100	NEE	N	65	正断
邯郸	壳	100	NNE	SE	40	正断
磁县	壳	50	NWW	N	80	右旋走滑正
新河	壳	80	NNE	NW	45	右旋走滑正
大城东	壳	100	NE	SE	50	正断
沧东	壳	>500	NNE			
菏泽	基底	40	近 EW	N		正断
聊兰	基底	260	NNE	W	60	正断
紫荆关	基底	50	NNE			

地震活动性是建立地质模型必须考虑的重要因素. 华北地区是我国的主要地震活动区之一，地震活动主要分布在几大地震活动带上，均为浅源地震.

本研究综合考虑新构造活动性断裂、断陷盆地、地震活动性特征及其相关性，确定华北地区地质模型的边界如下：北部边界沿燕山隆起南缘；西部以鄂尔多斯隆起东缘为界；南部边界位于北纬 34°以北；东部边界在郯庐断裂带东缘. 选取具体计算用的地质模型的区域大致位于北纬 34°～41°、东经 110°～121°的范围内. 地质构造模型简图见图 1 .

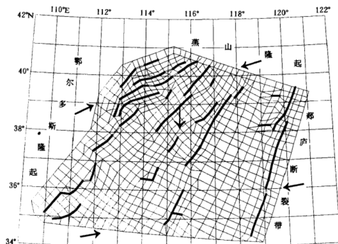


图 1 地质构造简图及平面单元网格图

为了建立三维地质模型，在平面地质模型的基础上，进一步考虑地壳深部的构造环境. 华北地区内部发育着的方向不同、切割深度不等的内部活动断裂，从延伸的深度上分为基底断裂、地壳断裂和岩石圈断裂. 断裂的产状一般在基底以上为具有一定角度的倾斜断裂，在基底以下则为高角度的近直立断裂. 冯锐等(1989)以地球物理深部探测结果为依据，通过三维重力计算，得到了华北地区自然沉积层及上地壳、中地壳和下地壳的埋深图. 马杏垣(1989)主编了中国及邻区岩石圈动力学图集，刘国栋和刘昌铨(1982) 研究了华北北部地区地壳上地幔构造，刘占波等(1993)编制了临汾及周围地区地壳厚度图，陈国英等(1991)反演得到了华北地区三维地壳上地幔波速结构，孙若昧和刘福田(1995)、孙若昧等(1996)用层析成像法获得了京津唐地区地壳结构. 他们的结果表明，地壳结构在纵向和横向上均存在着显著的非均匀性，不但在不同深度上波速不同，而且在同一深度上的不同区域内波速也有差异. 综合分析这些研究成果，我们确定了纵向分层、横向分区的三维地质模型：纵向上分为 4 层，分别对应上地壳、中地壳、低速层和下地壳；横向上根据华北地区地壳三维波速结构划分为若干个子分区，不同层内的物性参数互不相同，同层内不同分区的物性参数也不相同. 如此共得到 15 个物性分区，具体划分见图 2. 各个子分区的物性参数见表 2.

表 2 物性参数分区表

组数	密度/kg·m^{-3}	波速/m·s^{-1}	泊松比 ν		杨氏模量/10^{4}MPa	
			断层外	断层内	断层外	断层内
1	2 750	5 800	0.25	0.28	7.7	0.77
2	2 750	6 100	0.25	0.28	8.5	0.85
3	2 750	5 600	0.25	0.28	7.2	0.72
4	2 750	5 900	0.25	0.28	7.9	0.79
5	2 850	6 200	0.25	0.28	9.3	0.93
6	2 850	6 400	0.25	0.28	9.6	0.96
7	2 850	5 900	0.25	0.28	8.1	0.81
8	2 850	6 100	0.25	0.28	8.7	0.87
9	2 800	6 500	0.24	0.27	9.9	0.99
10	2 800	6 500	0.24	0.27	9.9	0.99
11	2 800	6 300	0.24	0.27	9.9	0.99
12	3 200	6 700	0.23	0.26	12.3	1.23
13	3 200	6 600	0.23	0.26	11.7	1.17
14	3 200	6 700	0.23	0.26	12.3	1.23
15	3 200	6 700	0.23	0.26	12.0	1.20

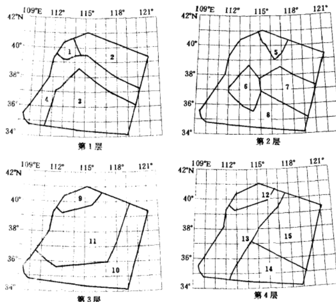


图 2 物性参数分区图

2 有限单元法数值模型

在三维地质模型的基础上，我们建立了有限元分析的数值模型. 图 1 和 3 是单元网化结果. 平面上网格(图 1)划分为 931 个单元，共有 941 个节点，其中深色单元为断层单元.

垂直方向上分为 4 层(图 3)，整个三维数值模型共划分为单元 3 724 个，节点 4 705 个.

图 1 中箭头所指的位置，给出了贯穿整个区域的两个相交的垂直剖面图(图 3)，图中垂直坐标的原点，取在模型区内莫霍界面的最深处.

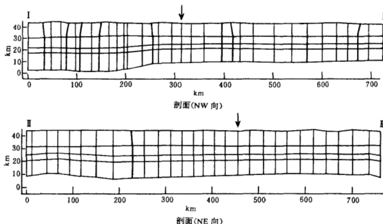


图 3　垂直剖面单元网格图

3　华北地区构造应力场的动力边界条件

我国大陆构造应力场的起源问题引起了众多学者的兴趣. Molnar 和 Tapponnier(1975)认为，其主要来源于印度板块与欧亚板块之间的碰撞；时振梁等(1973)、邓起东等(1979)、臧绍先等(1989, 1992)、臧绍先和宁杰远(1996)、汪素云和陈培善(1980)、汪素云等(1996)、许忠淮等(1992)则认为是由于印度板块、太平洋板块和菲律宾海板块共同挤压欧亚板块的结果.

综合分析表明，华北地区现代构造应力场起源于中国大陆周围板块间相对均衡的相互作用. 印度板块 NNE 向的碰撞作用，传递到华北地区时已转变为 NE 向挤压，来自太平洋板块的边界力作用方向为近 EW 向，而菲律宾海板块对华北地区的作用很弱.

由于华北块体远离板块间的碰撞带，是板块内的一个局部区域，虽然其总体主压应力方向为 NEE-SWW 向，但区域边界作用力却与相邻板内块体的作用有关. 不同边界段之间有所差异. 郯庐带是我国东部最大的一条 NNE 向断裂带，全新世以来显示右旋逆走滑活动，处于 NEE 向水平挤压应力状态. 山西地堑系现代构造应力场较为复杂，存在着有别于华北地区的局部区域应力场. 断裂活动或以走滑为主，或为正断兼走滑，总体上处于 NE-NNE 向挤压应力状态.

表 3　模型边界条件

边界位置	边界力	
	大小/MPa	方向
东	45	南西 80°
北	40	南西 75°
西	40	北东 65°
南	38	北东 80°

本研究在板块间相互碰撞作用的动力边界条件基础上，根据地震和应力测量资料给出的应力分区和深部应力状态，经过反复试验，确定了华北地区边界条件的具体数据(表 3).

4　华北地区三维构造应力场的基本特征

按照上述模型，我们计算了华北地区三维构造应力场，结果如下.

4.1　最大主压应力方向的三维图象

华北地区三维构造应力场的最大主压应力在水平面上投影方位如图 4 所示. 它具有如下显著特征：①整个区域应力场的总体方向存在着较好的一致性，为 NEE 向压性应力场；②区域应力场的方向沿深度体现了很好的稳定性；③在总体一致的应力场中，确实存在着某种程度上的局部分区特性，太行山以东地区为 NEE-EW 向，而太行山以西地区则为 NE-NNE 向；④断层单元与周围岩体存在着明显差异.

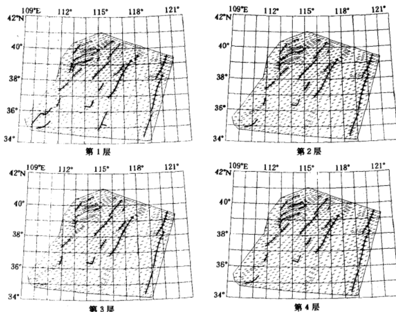


图 4　最大主压应力方向图

4.2　最大主压应力倾角的三维图象

最大主压应力倾角如图 5 所示. 短线水平向右表示倾角为 0°，垂直表示倾角为 90°. 最大主压应力倾角一致性很好，几乎全部位于水平面内，只是在西南部边界附近于第 2，3 层内出现了部分接近直立的最大主压应力.

4.3　最大差应力等值线三维图象

最大差应力（即二倍的最大剪应力）等值线如图 6 所示. 华北地区存在着 3 个清晰的 NNE 走向的最大差应力集中带：西部集中带、中部集中带和东部集中带，分别与山西地震带、华北平原地震带和郯庐地震带相对应. 从应力集中程度上看，3 个应力集中带有明显的强弱之分：西部集中带的应力梯度最大、波及范围最广，尤以北段为强；中部集中带的规模和强度均比西部要弱一些，北京、石家庄、邢台、沧州、唐山、菏泽等地均为应力集中

区；东部地区带相对最弱，只在渤海地区相对略强一些.

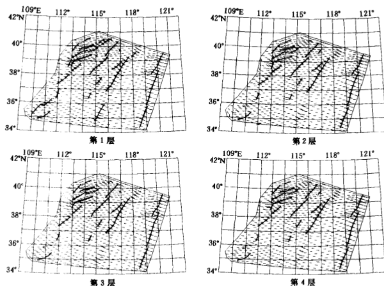


图 5 最大主压应力倾角图

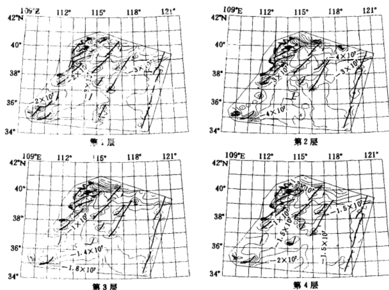


图 6 最大差应力等值线图(图中数字单位：Pa)

本文也绘制了最大主压应力等值线图，最大主压应力等值线的展布形态与最大差应力基本相同. 但是，在北京地区，最大主压应力梯度大于最大差应力梯度，而在唐山、沧州—河间以及郯庐带附近，最大主压应力梯度小于最大差应力梯度. 这表明，在某些地区，最大主压应力集中不一定造成最大差应力的集中，起码不一定是同步集中.

5　结论和讨论

5.1　华北地区构造应力场的总体特征、应力类型

计算结果(图 4，5)显示了华北地区应力场总体特征的一致性及其随深度的稳定性，但山西地区的应力场具有某些特殊性. 具体讨论如下：①在绝大多数地区，最大主压应力与最小主压应力(最大主张应力)均位于接近水平的平面内；中等主应力位于接近垂直的平面内，即处于走滑应力状态. 邢台地震、渤海地震、唐山地震、菏泽地震、大同地震均为走滑(或走滑为主)断层地震；②在山西地堑系的某些地区，最大主压应力轴接近直立，中等主应力轴与最小主压应力轴均接近水平，表明山西的某些地区有可能处于正断层应力状态. 这个结果与震源机制解的一致性，使我们有理由认为，山西的构造应力场确实存在着某些特殊性；③在我们模型的东南部郯庐带附近的第 1 层内，最小主压应力轴接近直立，最大主压应力轴与中等主应力轴接近水平，这与郯庐带总体上是一条规模巨大的逆走滑超壳断裂有某种一致性.

5.2　断裂带对华北地区构造应力场的控制作用

断裂带的形成是构造应力场作用的结果，它一旦形成又反过来作用于构造应力场，对构造应力场产生一定的控制和扰动.

分析我们的结果可以看出，断层的存在似乎对远场应力方向影响不大. 尽管我们的计算模型中存在着规模不等、形态各异的 30 条断层，但是计算出的应力场的总体特征方向，并未因断层的存在而发生大的变化. 但在断层带上应力方向发生了明显的变化，偏离了区域应力场方向而受控于断裂带的走向(图 4).

另一方面，断层的存在及其展布形态对应力值大小的影响很大，最大差应力与最大主压应力等值线的分布形态受到断层的极大影响. 山西地区断层密集、走向复杂，造成了强烈的应力变化，且范围很大. 特别是在断层的端区、弯折区、两条断层的连接区等部位，应力梯度很大. 唐山、沧州—河间、邢台地区断层虽然不多，但它们的形态或有弯折，或端部相邻，也导致了明显的应力变化. 而郯庐带虽规模巨大，但其形态单一，不存在造成较强应力集中的构造条件，是一条应力集中程度较低的断裂带.

断裂向下延展的深浅，对应力集中沿深度的分布形态产生了不同的影响. 山西南部的罗云山山前断裂是一条基底断裂，它的存在对第 1 层内应力的大小造成了较大扰动，第 2 层以下的扰动基本消失. 唐山断裂也是一条基底断裂，它的存在对应力场的扰动要复杂得多. 对最大差应力而言，它在第 1，2 和 3 层造成明显扰动，第 4 层基本恢复正常.

5.3　介质的物性分区对构造应力场的影响

物性的分区对应力场的方向几乎没有影响，但断层内的应力方向发生了偏转. 这是因为，断层内的物性参数只是周围岩体的 1/10，而物性分区造成的差异则很小(15 个分区内杨氏模量最大值为 12.3×10^4 MPa，最小值为 7.7×10^4 MPa). 这表明，较小的物性差异不足以导致应力方向的变化，只有相当大的物性差异才能造成应力方向的明显变化.

对于最大主压应力等值线来说，物性分区几乎没有影响，但最大差应力则不然. 从图6中，我们似乎可以看出物性分区的痕迹或趋势，尤其是东部、南部和中部更清晰一些. 这表明就目前的研究水平而言，明确、详细的物性分区虽非决定性的，但也是必要的，对人们更感兴趣的最大差应力更是如此. 这就需要对地球介质材料性质进行更加深入的研究.

本研究仅采用了弹性本构关系. 随着人类对地球深部介质性质认识的提高，若能得到比较真实可靠的流变参数，就可以对地壳深部采用粘弹性本构关系进行更加精细的模拟研究.

本研究得到冯锐研究员、刘光勋研究员和汪一鹏研究员的指导和帮助，特此致谢.

参 考 文 献

陈国英，宋仲和，安昌强，等. 1991. 华北地区三维地壳上地幔结构. 地球物理学报，**34**(2)：172～181
陈家庚，曹新玲，李自强. 1982. 水力压裂法测定华北地下深部应力. 地震学报，**4**(4)：350～361
邓起东，张裕明，许桂林，等. 1979. 中国构造应力场特征及其与板块运动的关系. 地震地质：**1**(1)：11～22
丁健民，梁国平. 1985. 唐山、天津和沧州地区的油井水力压裂应力测量. 地震学报，**7**(4)：363～373
冯锐，黄桂芳，郑书真，等. 1989. 华北地区地壳构造与地震活动. 地质学报，**63**(2)：111～123
高建理，丁健民，梁国平，等. 1987. 华北地区盆地内地壳应力随深度的变化. 中国地震，**3**(4)：82～89
李方全，刘光勋. 1986. 我国现今地应力状态及有关问题. 地震学报，**8**(2)：156～171
李钦祖，靳雅敏，于新昌. 1982. 华北地区的震源机制与地壳应力场. 地震学报，**4**(1)：55～61
刘国栋，刘昌铨. 1982. 华北北部地区地壳上地幔构造及其与新生代构造活动的关系. 中国科学(B辑)，(12)：1 132～1 140
刘占波，殷秀华，刘铁胜，等. 1993. 利用重力资料研究临汾及其周围地区地壳上地幔结构特征. 见：马宗晋主编. 山西临汾地震研究与系统减灾. 北京：地震出版社，215～223
罗焕炎，宋惠珍，潘善德，等. 1980. 渤海及其邻区现代地壳构造应力场与地震关系的数字模拟. 见：张文佑主编. 华北断块区的形成与发展. 北京：科学出版社，252～260
马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京：地震出版社
时振梁，环文林，武宦英，等. 1973. 我国强震活动和板块构造. 地质科学，4：281～293
宋惠珍，高维安，孙君秀，等. 1982. 唐山地震震源应力场的数值模拟研究. 西北地震学报，**4**(3)：50～56
孙若昧，刘福田. 1995. 京津唐地区地壳结构与强震的发生——Ⅰ. P波速度结构. 地球物理学报，**38**(5)：563～572
孙若昧，赵燕来，吴丹. 1996. 京津唐地区地壳结构与强震的发生——Ⅱ. S波速度结构. 地球物理学报，**39**(3)：347～355
王仁，黄杰藩，孙荀英，等. 1982. 华北地震构造应力场的模拟. 中国科学(B辑)，(4)：337～344
汪素云，陈培善. 1980. 中国及邻区现代构造应力场的数值模拟. 地球物理学报，**23**(1)：35～45
汪素云，许忠淮，俞言祥，等. 1996. 中国及其邻区周围板块作用力的研究. 地球物理学报，**39**(6)：764～771
许忠淮，汪素云，黄雨蕊，等. 1989. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报，**32**(6)：636～647
许忠淮，汪素云，俞言祥，等. 1992. 根据观测的应力方向利用有限单元法反演板块边界作用力. 地震学报，**14**(4)：446～455
臧绍先，宁杰远，刘宝诚，等. 1989. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响——Ⅰ. 太平洋板块、菲律宾海板块的影响. 见：地球物理学报编辑委员会编. 八十年代中国地球物理学进展. 北京：学术期刊出版社，293～306
臧绍先，吴忠良，宁杰远，等. 1992. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响——Ⅱ. 印度板块的影响. 地球物理学报，**35**(4)：428～440
臧绍先，宁杰远. 1996. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义. 地球物理学报，**39**(2)：188～202
张东宁，高龙生. 1989. 东亚地区应力场的三维数值模拟. 中国地震，**5**(4)：24～33
McGarr A. 1980. Some constraints on levels of shear stress in the crust from observations and theory. *J Geophys Res*, **85**(B11)：6 231～6 238
McNutt M. 1980. Implications of regional gravity for state of stress in the earth's crust and upper mantle. *J Geophys Res*,

85(B11)：6 377～6 396

Mercier J-C C . 1980. Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology. *J Geophys Res*, **85**(B11)：6 293～6 303

Molnar P, Tapponnier P . 1975. Cenozoic tectonics of Asia：effects of a continental collision. *Science*, **189**：419～426

Solomon S C, Richardson R M, Bergman E A. 1980. Tectonic stress：models and magnitudes. *J Geophys Res*, **85**(B11)：6 086～6 092

Zoback M L, Zoback M D. 1980. State of stress in the conterminous United States. *J Geophys Res*, **85**(B11)：6 113～6 156

Zoback M L, Zoback M D. 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**：291～298

Zoback M L. 1992. First- and second- order patterns of stress in the lithosphere：the World Stress Map Project. *J Geophys Res*, **97**(B8)：11 703～11 728

第21卷 第2期
1999年3月 (150~158)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

云南三次强震前后环境剪应力场动态变化*

王绍晋 龙晓帆

(中国昆明 650041 云南省地震局)

摘要 采用陈培善等由断裂力学理论研究地震破裂过程的破裂模式，导出的利用地震波资料测算地震震源处相对剪应力值的方法，获得云南及邻区1986～1997年6月中小地震剪应力值 τ_0，并追踪分析了云南及中缅边境3次强震前后环境剪应力场的动态变化过程. 结果表明，强震发生在环境剪应力场高值分布的区域. 强震孕育过程中，潜在震源区及其附近环境剪应力场明显增强，经历了环境剪应力场由低—高—低—高多次反复递进增强过程，为长时间内多次反复出现环境剪应力高值分布的区域. 环境剪应力场动态变化图象，反映出云南及邻区出现的强震孕育"多源场"，在滇西南、滇西北、滇西和滇东同时出现多处环境剪应力场增强区域，3次7级左右强震发生在环境剪应力场增强最显著的区域.

关键词 环境剪应力场 动态变化 强震前后 云南

引言

地壳构造运动是一个在时间和空间上复杂的演变过程. 在空间上，地壳构造运动与一定地域内多层次地壳块体及其边界断裂的相互运动和相互作用密切相关；在时间上，地壳构造运动与多层次地壳块体的运动及其相互作用的时序发展密切相关. 地震的发生是地壳介质在构造应力场作用下产生急速破裂错动的结果，是地壳内部复杂的破裂过程. 由于地壳内部介质和力学性质存在着显著的不均匀性，地壳内部广泛分布着力学软弱面(破裂面)，在地壳构造运动中，在一定地域、一定时期形成多个应力集中源，构成地震孕育的多源场. 地震的孕育、发生及其发展与地壳构造运动所产生的构造应力场极其复杂的动态发展变化密切相关. 研究表明，环境剪应力场是控制地震发生的主要因素，高剪应力值分布区往往是容易发生强震的危险地区. 环境剪应力场近期显著增高、起伏变化急剧的地区，近期发生强震的危险性明显增大. 追踪分析环境剪应力场时空动态变化，是地震中期预测的一种行之有效的方法.

1995年7月12日云南孟连西中缅边境发生了 $M_S=7.3$ 地震，之后又于1995年10月24日在滇中武定发生了 $M_S=6.5$ 地震，1996年2月3日在滇西丽江发生了 $M_S=7.0$ 地震. 在短短的7个月内，在云南及边境连续发生了3次7级左右强震，这在云南地震发生

* 中国地震局"95-04-04-02-03"课题资助.
1998-06-22 收到初稿，1998-09-16 收到修改稿，1998-09-25 决定采用.

史上是罕见的．本研究利用地震记录资料，测算出中小地震震源处的相对剪切应力强度值，追踪分析了云南及近邻近期环境剪应力场动态图象变化及其与这 3 次强震发生的关系．

1 资料和方法

地震是地壳内部的破裂现象，是地壳内原有的或新生的力学软弱面——裂纹或断裂在构造应力作用下发生急速破裂的结果．地震的发生与地壳内部的环境应力场或初始应力状态密切相关．大量地震破裂过程和震源机制的分析研究结果表明，绝大多数地震是地壳内部断裂急速剪切破裂的结果．显然，地壳中的环境剪应力场对地震的发生起着重要的作用．陈培善等(1977，1978)和陈培善(1981)把断裂力学观点引入地震破裂过程研究中，认为地震是地壳内的裂纹在环境剪应力场作用下，由稳态扩展发展为失稳扩展的结果．地壳岩石中原有的构造断裂或新生的构造断裂，在构造环境剪应力场作用下，在初始的稳态扩展过程中，应力强度因子不断增加．当其大于临界值时，断裂就以很大的破裂速度急速失稳扩展，从而发生地震．在整个破裂过程中，应力强度因子与区域剪切应力值成正比，并与断裂的大小有关．陈培善等在假定中小地震为纯剪切圆盘形破裂模型的情况下，导出了地震破裂的等效破裂半径 a 和震级 M 与构造环境剪应力值 τ_0 的关系式

$$\lg\tau_0 = 0.75M - 1.5\lg(2a) - 0.77 \tag{1}$$

震源破裂半径 a 可以利用地震波资料在时间域或频率域里测定．对云南及邻区，我们利用云南区域地震台网和地方地震台网记录到的，$2.0 \leqslant M_L \leqslant 4.9$ 地震的直达 $\bar{P}$ 波(震中距 $\Delta \leqslant 110$ km)初动半周期资料，在时间域里测定震源破裂半径 a，然后由式(1)计算得到地震震源处的相对剪切应力强度 τ_0 值．云南及邻区 1986～1996 年，每年获得 500～1 000 次地震的 τ_0 值，约占全年发生 $2.0 \leqslant M_L \leqslant 4.9$ 地震总数(不包括余震)的 70%～90%，1997 年 1～6 月获得 250 次地震的 τ_0 值．采用数值分析方法对这些资料进行处理，并绘制不同时段环境剪应力值等值线图，据此对强震前后环境剪应力场动态图象变化作追踪分析，探讨由中小地震所反映的环境剪应力场时空变化过程与强震的关系．

2 云南及邻区环境剪应力场空间分布基本特征

根据我们对云南及邻区 1986～1997 年 8 000 多次地震剪应力 τ_0 值的统计分析，τ_0 平均值约为 10 MPa．陈培善等利用震源参数估计了全球地震的剪应力值，得到大震($6 \leqslant M_W \leqslant 7$)的 τ_0 平均值为 10 MPa，并认为构造剪应力强度是控制地震发生的主要因素，只有当构造剪应力积累到相当高的程度(10 MPa 左右)，才会发生大地震(陈培善等，1995，1998)．据此将 10 MPa 作为区分地震剪应力值高低的基值，即把剪应力值 $\tau_0 \geqslant 10.0$ MPa 的地震视为高剪应力值地震，高剪应力值地震集中分布的地方，或应力等值线大于 10.0 MPa 的分布区域即为高剪应力值分布区．近年来，我们在对云南及邻区地震危险性中期预测(1～3 年左右)实践，以及"'八五'地震预报攻关课题"中(王绍晋，龙晓帆，1994)，把 $\tau_0 \geqslant 10.0$ MPa 的高剪应力值分布区作为异常区，据此对强震危险区及其近期危险性作出了预测．经实际检验，有一定的预报效果，尤其是在强震发生地点的预测方面，效果更为明显．因此，将 $\tau_0 \geqslant 10.0$ MPa 的高剪应力值分布区，作为环境剪应力动态变化的异常区，其与强震孕育过

程的关系是明显的.

对云南及邻区1986年1月～1997年6月环境剪应力场空间分布进行综合分析，表明其空间分布具有以下基本特征：

(1) 大多数地震剪应力值小于10.0 MPa. 统计表明，在每年计算得到剪应力值的地震中，$\tau_0 \geqslant 10.0$ MPa的地震占总数的8%～21%，平均为15%.

(2) 对云南及邻区多年环境剪应力场空间分布作综合分析. 图1,2分别给出1987～1992年和1993～1996年环境剪应力值≥10.0 MPa的等值线空间分布图. 由图上可以看出，大部分区域处在应力等值线小于10.0 MPa的低环境剪应力状态，在此背景上相间分布着若干高剪应力值分布区.

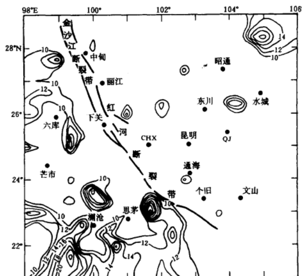


图1 云南及邻区1987～1992年剪应力(≥10.0 MPa)等值线空间分布图

(3) 由图1，2还可以看出，大致以金沙江断裂带和红河断裂带为界，云南及邻区环境剪应力场空间分布，呈现出西高东低的显著差异. 西部地区环境剪应力值明显较东部地区高，滇西南地区、尤其是澜沧江断裂带以西明显偏高. 环境剪应力场呈现出自西向东逐渐降低的趋势.

云南及邻区近期环境剪应力场空间分布特征，是近期印度板块对欧亚板块的碰撞挤压，沿缅甸缝合线侧面挤压剪切作用加剧的反映. 根据我们对我国西南地区地壳构造运动多层次动力过程与强震活动关系的研究，认为印度板块对欧亚板块的碰撞挤压，作为一级层次的构造运动力源对滇西南地区产生显著的直接作用，其动力作用过程即是印度板块沿缅甸缝合线侧面挤压剪切作用过程①. 云南及邻区以金沙江断裂带和红河断裂带为界，西部地区出现的剪应力场空间分布的高值状态，尤其是滇西南地区的高剪应力分布，是该层

① 王绍晋，龙晓帆. 1996. 西南地区多层次动力过程与强震活动研究. 地震联合基金资助课题(94149)研究报告.

次构造动力源作用过程的结果．环境剪应力场出现的西高东低分布状态，与距离板块边界动力源的远近及其作用的强烈程度有关．强震活动的时空特征是构造动力作用强烈程度的直接反映．强震活动性分析表明，此种动力作用在本世纪出现过两次：第 1 次大致出现在 1941 年左右，它造成了 1941～1955 年西南地区的强震活动高潮（王绍晋等，1996）；第 2 次是在 1988 年前后出现的西南地区最近一次强震活动高潮，这次活动高潮至今尚未结束．云南及邻区环境剪应力场空间分布格局，与西南地区地壳构造运动的多层次动力过程相关．

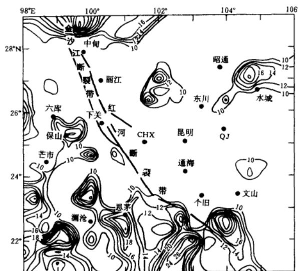


图 2　云南及邻区 1993～1996 年剪应力（≥10.0 MPa）等值线空间分布

3　云南及邻区近期环境剪应力场动态图象与强震活动

研究表明，强震孕育的各个发展阶段，强震潜在震源区及其周围地区，环境应力场时空分布呈现出明显的动态变化过程（王绍晋，龙晓帆，1996）．研究还表明，一次强震后在震区及周围一定地域，一段时间内应力场会出现相应的调整变化，之后逐渐回复到正常状态。1998 年 11 月滇西南发生了澜沧-耿马 7.6 和 7.2 地震，因此，我们要区分出澜沧-耿马地震后，云南及邻区环境应力场基本趋于正常状态的时间，作为分析近期应力场变化的起始，由此往后，分析研究与近期 3 次强震活动有关的环境剪应力场动态变化过程．

我们采用数值分析方法，计算出云南及邻区 1989 年 1 月～1997 年 6 月，共 8 年零 6 个月时间中小地震（$2.0 \leqslant M_L \leqslant 4.9$）的 τ_0 值，每 3 个月做出一张环境剪应力等值线分布图．为了突出高应力分布，图面上只给出大于 5.0 MPa 的等值线分布．限于篇幅，本文只给出部分有代表性的图幅．

资料显示，1988 年 11 月 6 日澜沧-耿马地震后，至 1990 年 6 月大约一年半时间内，震区及周围较大空间范围，环境应力场呈现出较急剧的调整变化状态．此种调整变化以澜沧-耿马震区及其附近为主体，同时在滇西的泸水、保山一带，以及滇东的东川、贵州水城一

带都相继出现高剪应力值分布区. 图3给出1989年7～9月和1990年4～6月两个时段的环境剪应力等值线分布图，显示出这一期间云南及邻区环境剪应力场动态变化的典型状态. 地震活动表明，在此期间澜沧-耿马震区仍然有5～6级强余震发生，在震区附近的双江等地有5级地震发生，在滇西泸水、滇东嵩明均有5级地震发生. 此种现象表明，一次大震之后，在震区及周围较大空间范围内，会出现环境剪应力场较急剧的调整变化，在某些局部区域出现应力场增强过程，这些区域往往有中强地震发生.

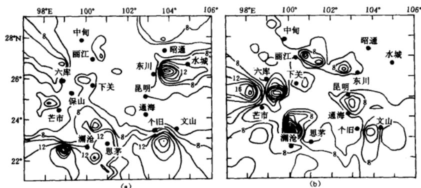


图3 云南及邻区1989年7～9月(a)和1990年4～6月(b)
剪应力(>5.0 MPa)等值线空间分布图

在经历了一年半左右环境剪应力场较急剧的调整变化之后，从1990年7月至1991年6月的大致一年时间内，云南及邻区环境剪应力场处在相对低值状态，绝大部分区域应力等值线小于10.0 MPa. 图4是1990年7～9月和1991年4～6月剪应力等值线分布图，它明显显示出大范围的相对低应力状态.

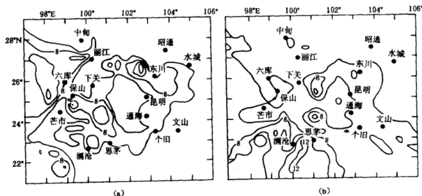


图4 云南及邻区1990年7～9月(a)和1991年4～6月(b)
剪应力(>5.0 MPa)等值线空间分布图

资料显示，大致从1991年7月起，云南及邻区进入了又一轮环境应力场增强过程. 图

5 是 1991 年 7～9 月剪应力等值线分布. 与 1991 年 4～6 月(图 4b)时段剪应力等值线分布比较，环境剪应力场明显增强. 整个增强过程有以下特点：

(1) 以金沙江断裂带和红河断裂带为界，以西地区环境剪应力场显著增强，滇西南地区尤为突出. 进一步突出了云南及邻区环境剪应力场西高东低的空间分布特征；

(2) 滇西南、滇西和滇西北是环境剪应力场增强最为显著的地区. 同时，滇东、滇东北地区也显示出环境剪应力场的明显增强. 云南及邻区同时出现多个环境剪应力场增强区域. 实际上，它们是强震孕育多源场的显示. 以后的地震活动表明，在环境剪应力场反复增强区域，几乎都有 5 级以上强震发生；

(3) 整个环境剪应力场增强过程自 1991 年 7 月至 1997 年 3 月，持续了近 6 年时间，经历了环境剪应力场高—低—高的多次反复增强过程；

(4) 在整个环境剪应力场增强过程中，云南及邻区发生了 7 级地震 2 次，6 级地震 5 次(其中包括丽江地震序列 6 级最强余震 1 次)，5 级地震多次. 显然，整个剪应力场增强过程既包括了与多次强震孕育有关的剪应力场增强过程，又包括了每一次强震发生后剪应力场的调整变化过程，这就使得环境剪应力场动态变化图象更加复杂化. 尽管如此，与孟连西中缅边境和丽江两次 7 级地震及武定 6.5 级地震的孕育、发生有关的环境剪应力场动态变化过程，仍然可以区分出来.

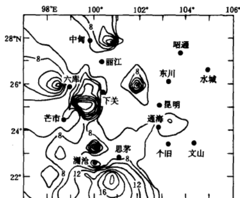


图 5　云南及邻区 1991 年 7～9 月剪应力(>5.0 MPa)等值线空间分布图

4　3 次强震孕育、发生的环境剪应力场动态变化过程

(1) 滇西南及附近地区，从一开始就出现了明显的环境剪应力场高值状态，并且在高低起伏变化中多数时段都处在高剪应力值环境中. 反映这里是环境剪应力场反复持续增强区域，剪应力等值线分布密集，出现剪应力等值线梯级陡变带. 该区域是云南及邻区近期环境剪应力场增强最显著、量值最高、持续时间最长、高低起伏变化最明显的区域. 这里近期先后发生了 1992 年 4 月 23 日中缅边境 M_S=6.7，6.8 强震、1993 年 1 月 27 日普洱 M_S=6.3 强震和 1995 年 7 月 12 日孟连西中缅边境 M_S=7.3 大震. 值得注意的是，1992 年 4 月 23 日中缅边境两次 6 级地震，以及 1993 年 1 月 27 日 6.3 级普洱地震后，滇西南地区，乃至滇西地区，环境剪应力场不但没有在调整变化中减弱，反而在以后的多个时段出现反复增强，直到 1995 年 7 月 12 日 7.3 级地震发生. 图 6 是 1993 年 4～6 月、1994 年 4～6 月和 1995 年 4～6 月 3 个时段环境剪应力等值线分布，它们清楚地反映出环境剪应力场的反复增强过程. 7.3 级大震后，该区域环境剪应力场高值状态大约持续了一年半的时间，从 1997 年 4 月后，呈现出相对低剪应力状态. 图 7 为 1997 年 4～6 月剪应力等值线分布图，

显示出云南及邻区环境剪应力场相对低值状态.

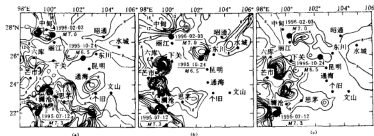


图 6　云南及邻区 1993 年 4～6 月(a)、1994 年 4～6 月(b)和 1995 年 4～6 月(c)剪应力(>5.0 MPa)等值线空间分布图

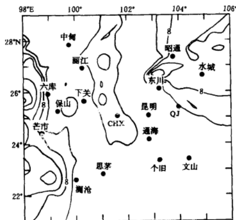


图 7　云南及邻区 1997 年 4～6 月剪应力(>5.0 MPa)等值线空间分布图

(2) 在此期间，云南及邻区同时出现了大范围环境剪应力场的增强过程，除了滇西南高值区外，滇西北、滇西、滇东和滇东北都出现了剪应力值分布的高值区. 其中有的区域为反复持续增强区，剪应力等值线密集分布，为等值线梯级陡变带. 在以后的地震活动中，这些区域往往有 5 级以上强震发生.

(3) 滇东北、滇东地区也相继出现了环境剪应力场的高值分布区，突破了云南东部地区环境剪应力场相对较低的空间分布格局. 虽然它的高值区最高量值不及滇西南、滇西和滇西北高，高值区的持续时间不及滇西南、滇西和滇西北长，高值区的分布区域也不及滇西南、滇西和滇西北大，但它较该区域的正常状态增强了许多，并且在多个时段出现反复增强过程. 1994 年 4～12 月，1995 年 4 月～10 月 23 日等多个时段，在武定 6.5 级地震震区及附近，多次出现环境剪应力场高值分布状态，显示出武定 6.5 级地震前环境剪应力场的反复增强过程. 图 8 给出了 1994 年 10～12 月和 1995 年 8 月～10 月 23 日两个时段剪应力等值线分布. 它们和图 6 几个时段剪应力等值线分布，清楚地反映出武定 6.5 级地震前震区及附近环境剪应力场多次反复增强过程.

(4) 滇西和滇西北地区，1992 年 1 月～1996 年 1 月丽江地震前，发生过 5 级地震 4 次，这与该地区环境剪应力增强过程密切相关. 在中甸、丽江一带，即后来发生丽江 7.0 级地震的区域，多次显示为高剪应力值分布区. 尤其值得注意的是，1993 年 7 月 17 日中甸发生 5.8 级地震后，该区域环境剪应力场不但没有减弱，反而出现多时段环境剪应力场增强. 其中中甸 5.8 级地震后至 1994 年 6 月的一年内，中甸—丽江一带环境剪应力场增强最

为显著. 图 6, 8 多个时段剪应力等值线分布, 同样显示出丽江 7.0 地震前, 震区及其附近环境剪应力场增强过程.

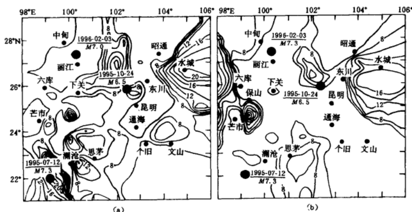


图 8　云南及邻区 1994 年 10～12 月(a)和 1995 年 8～10 月(b)
剪应力(>5.0 MPa)等值线空间分布图

(5) 以上资料表明, 滇西南、滇西北和滇东 3 个区域环境剪应力场增强过程, 在区域大小、剪应力强度、增强时段的持续时间和变化起伏的次数等方面均有明显的差别, 这些差异可能与未来所发生地震的大小有一定关系.

(6) 孟连西中缅边境 7.3 级地震、武定 6.5 级地震和丽江 7.0 级地震之后, 云南及邻区大范围内出现环境剪应力场的调整变化. 几次强震震区及附近区域环境剪应力场维持在相对较高值, 此种状态一直持续到 1997 年 3 月左右; 1997 年 4 月后, 云南及邻区转入环境剪应力场相对低值状态(图 7). 应该说, 孟连西中缅边境 7.3 级地震后, 云南及邻区环境剪应力场空间分布处在非常复杂的状态, 它既包含强震后环境剪应力场的调整变化过程, 又反映出与后来所发生的强震孕育有关的环境剪应力场的增强过程.

5　结论和讨论

(1) 强震孕育、发生的各个阶段, 震区及周围一定空间范围, 环境剪应力场的增强和调整变化是一个复杂的过程, 其动态变化图象可以揭示此种演化过程. 通过对环境剪应力场动态图象的追踪分析, 可以为强震发生的中、短期预测, 尤其是强震发生地点的预测, 提供环境应力场变化的前兆信息.

(2) 强震往往发生在区域环境剪应力场具有高值分布背景的地方, 云南 3 次强震均发生在长期环境剪应力较周围地区相对高的区域.

(3) 强震孕育过程中, 潜在震源及附近地区为环境剪应力场明显增强区域, 它是高剪应力值分布区, 应力等值线分布密集, 往往是应力等值线梯级陡变带.

(4) 强震潜在震源区, 往往是近期环境剪应力反复多次增强的区域, 它是近期多次高剪应力值分布区, 空间大小相对固定, 高应力值状态持续时间较长, 较周围地区变化急剧.

环境剪应力场增强区域，往往经历了高—低—高的多次起伏变化过程. 那些仅在个别时段偶然出现的高剪应力值分布区，往往不是强震危险区. 通海附近在 1993 年 4～6 月曾出现过高剪应力值分布区(图 6a)，但往后多年一直为低剪应力值状态，近年来这里没有发生过 5 级以上地震.

(5) 强震通常并不发生在高剪应力分布区中应力值最高的地点，而往往发生在剪应力等值线梯度陡变带上.

(6) 地壳构造运动具有区域性特征，往往在相当大的地域产生影响，造成构造应力场在大范围内调整变动，相继出现多处环境应力场增强区域，形成地震孕育的"多源场"；地壳构造运动还具有时效性，往往在相当长的时期产生构造动力作用，在相关地域形成构造应力场的反复变化和多期增强过程；地壳构造运动还具有层次性. 由于地壳是由一系列具有层次结构的块体组成的不稳定的非线性系统，每一级块体可能隶属于上一级更大的块体，而同时又可能包含次一级更小的块体. 在地壳构造运动过程中，块体与块体之间及其边界断裂的相互作用，形成了多层次动力系统，使得地壳构造运动在时序发展进程中出现层次性. 因此，环境应力场的动态变化和增强过程，也表现出具有层次结构.

(7) 分析表明，环境剪应力场近期反复出现高值、明显增强的区域，是发生强震的危险地区. 环境剪应力场动态变化区域的大小、剪应力强度的最高值，以及随时间进程剪应力强度变化的幅度大小等因素，可能都与未来发生地震的强度有关. 环境剪应力场变化过程持续时间的长短，可能与未来强震发生的时间有关. 这些都有待于通过对更多震例的剖析和进一步的深入研究，以期寻找出这些因素与强震孕育过程的定量关系.

参 考 文 献

陈培善. 1981. 分析地震波估算地壳内的应力值. 地震学报，**3**(3)：251～263

陈培善，白彤霞，肖磊. 1995. 根据环境应力场寻找中国大陆地区的潜在震源区. 地震学报，**17**(3)：294～304

陈培善，谷继成，李文香. 1977. 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报. 地球物理学报，**20**(3)：185～201

陈培善，肖磊，白彤霞，等. 1998. 美国南加州的构造环境剪应力场和地震危险区. 地震学报，**20**(2)：128～136

陈培善，卓钰如，金严，等. 1978. 唐山地震前后京津唐张地区的应力场. 地球物理学报，**21**(1)：34～58

王绍晋，龙晓帆. 1994. 强震危险区应力场环境动态分析与近期危险性预测. 中国地震，**10**(增刊)：39～55

王绍晋，龙晓帆. 1996. 西南地区强震活动的群体特征. 地震研究，**19**(1)：9～14

第21卷 第2期
1999年3月 (159～165)
地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA
Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

唐山、邢台地震序列特征与三维速度结构的关系

——兼论强震群型地震的预测问题*

梅世蓉 薛 艳 尹京苑

(中国北京 100036 中国地震局分析预报中心)

摘要 以唐山、邢台地震区的层析成像(ST)结果为基础，分析了两次强震序列特征与三维速度结构的关系．研究结果表明：① 地壳内高速体、低速体的相间分布及尺度较大的高速块体的存在是孕育发生两次强震序列的共同基础；② 壳内高速体、低速体的规模、深度及其内部的非均匀性是影响序列特征的重要因素；③ 唐山震区的高速体深度小于邢台震区，这是造成唐山地震序列的震源优势深度和震源最大深度小于邢台地震序列的主要原因；④ 宁河地震区的高速体较唐山-滦县地区高速体的深度大，是造成宁河地区最大震级及其震中烈度偏低的重要原因．这些结果对强震群型地震的主要地震及晚期强余震预测都有帮助．

关键词 强震群型地震 地震层析成像 高速异常体 低速异常体 震源优势深度 震源最大深度

引言

邢台、唐山地震是我国大陆地区为数不多的两次强震群型地震．邢台地震序列包含两次不在一处的强主震(3月8日马兰6.8级、3月22日东汪7.2级地震)和30余次$M_S \geqslant 5.0$地震；唐山地震序列包含3次强震(唐山市7.8级主震、同日滦县7.1级地震、同年11月15日宁河6.9级地震)和30多次$M_S \geqslant 5.0$强余震．两次强震序列均具有活动持续时间长、起伏大、分布范围广、主震区内历史上无类似强震和地质上没有相应规模大断裂存在等特点．对于这样的强震序列，预报难度特别大，不仅难以预测第1次、第2次或第3次主震，甚至强余震的预测也比一般主余震型更困难．整个唐山地震序列的预报过程可以充分说明这一点．唐山地震不仅7.8级和7.1级地震没有预报，而且11月15日的6.9级宁河地震及次年5月12日宁河6.0级地震均未预报．必须指出的是，这些地震都是在人们高度警惕和戒备的情况下发生的．有时根据前兆场的新特点预测某个新区将有地震发生，结果仍然在老震区发生余震．这样的震例很多，预报实践令笔者困惑不已．一次强震孕育区的地震类型取决于什么基本条件？邢台、唐山地区的大地构造环境不同，邢台位于华北凹陷区的中部，而唐山则位于燕山褶皱带与平原凹陷带的接触部位，然而，在地震序列特征上却显

* 中国地震局"九五"攻关项目(95-04-03-01-01)．
1998-06-24收到初稿，1998-09-18决定采用．

示出若干相似性，这是否表明地壳内部与孕震密切有关的深部构造上存在人们迄今尚未认识的特殊性？显然，这是值得深入研究的课题.

1995 年孙若昧和刘福田用 1984～1991 年发生在京津唐地区的 2 505 次地震的 22 234 条 P 波到时进行速度结构反演，取得了这一地区的地震层析成像(ST)，揭示了该区地震活动性与速度图象的联系，指出，公元 1000 年以来的强震震源大多分布在高速块体内或高速块体与低速块体相交地带、偏高速体的一侧；唐山 7.8 级地震和 1679 年三河平谷 8.0 级地震构造背景相似，它们都处在介质速度变化较剧烈部位；宁河 6.9 级、唐山 7.8 级、滦县 7.1 级震源分布在规模不等、深浅不同的高速块体内(孙若昧，刘福田，1995)．之后，刘福田等进一步反演了邢台地震区的速度结构，给出了穿过东汪 7.2 级地震区 5 条剖面的层析结构图象．笔者应用这个结果，研究了邢台震区 $M_S \geqslant 5.0$ 地震空间分布特征，得出邢台地震序列中 $M_S \geqslant 5.0$ 地震的 92% 均发生在高速区内的结论(梅世蓉，1995)．同年，应用京津唐地区 ST 资料，针对序列中 3 个区：唐山-古冶、滦县-卢龙和宁河-田庄地震活动特征差异的原因进行了剖析，指出唐山市 7.8 级主震及滦县 7.1 级地震发生在一个较为均匀的高速、高阻体内，其四周被低速区所包围．这个地壳上部整体性较强，规模甚大的准均匀坚固体是唐山-古冶地区(中区)发生主余震型地震(无前震)的基础，是震中烈度高(Ⅺ度)的重要原因．宁河-田庄地区震源深度较大、烈度偏低则与该区壳内高速体的位置较深有关(梅世蓉，1995)．本文将序列特征与深部构造关系的研究扩大到邢台震区，联合利用唐山、邢台地区的层析成像结果，对这两次强震序列特征的共性、特性与地壳速度结构的关系进行深入研究，并对强震序列的预测问题进行一些探讨.

1 唐山、邢台地区的三维速度结构与地震序列分布的关系

1.1 唐山地震

照片 1 是孙若昧和刘福田(1995 年)给出的结果，表示由宁河—唐山—滦县北东向的纵剖面上的 P 波速度结构图象．红色、黄色代表低速区，兰色代表高速区．照片中的网格为经度深度线，垂线为经度，左边界为 116°30′E，右边界为 119°30′E，间隔为 0.5°；横线为深度，单位为 km；黑色圆代表 $M_S \geqslant 5.0$ 地震(见刊末图版 Ⅱ)．照片 1 显示绝大多数 $M_S \geqslant 5.0$地震分布在上中地壳的高速体内或其边界，只有少量中强余震分布在相对低速体内．7.8 级主震位于上地壳两个低速体中间的高速体的边缘，而 7.1 级地震则位于高速体内、速度梯度变化较大的地方．宁河地区 3 次大于 6 级地震均发生在该区中地壳的高速体内，其震源深度较大(17～20 km)．这个高速体的上方和下方为相对低速体．唐山一滦县下方，18～34 km 处为相对低速体．18 km 深度的上下两侧速度差异很大．地震测深资料表明，唐山断块下部存在着低速层(15～20 km)，该低速层向两侧迅速尖灭(孙武成，1985).

唐山-滦县上地壳中的高速体具有较大的速度异常值，表明是个“坚固体”．它是唐山地震序列的主要活动地区．此区发生的地震无论频度或强度都是最高的，两次 7 级多地震在此发生不是偶然的．同时，这里的震源深度也较浅，故震中烈度甚大(Ⅺ度)．34 次 $M_S \geqslant 5.0$地震的大多数发生在这个高速体内.

宁河—天津一带的震源深度较大，因为这里的高速体较深，相应的震中烈度偏低(林邦慧等，1979)；同时，这个高速体异常值较小，其规模也不如唐山—滦县高速体，所以，宁河余震区释放的总能量较其它两个震区小.

1.2　邢台地震

照片 2 是邢台地区过东汪 7.2 级地震北东向 P 波速度结构的剖面图. 黑色圆仍然代表 $M_S \geqslant 5.0$ 地震的震源投影(见刊末图版 Ⅱ). 由照片 2 可见，邢台震区的高速体较唐山震区延伸的深度更大，高速体内的最大异常值和速度梯度也更大. 在大致 25 km 以上的地壳高速体内，有两个速度特高区，一上一下重叠分布在高速区之中，下部的高速异常体较上部更宽. 根据邢台地区的地震测深和转换波资料(林真明等，1990；邵学忠等，1993；徐杰等，1988)，该区地壳粗分为上、中、下 3 层，细分为 6 层，分别以 Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ，Ⅴ，Ⅵ 表示. Ⅰ 层为结晶基底以上的沉积层，结晶基底至 20 km 深处为 Ⅱ，Ⅲ 层，相应速度为 6.10～6.15 km/s 和 6.40～6.41 km/s. 下地壳含 3 层，分别以 Ⅳ，Ⅴ，Ⅵ 表示. 各层速度分别为 6.78～6.94 km/s、5.58～5.60 km/s 和 7.02～7.07 km/s；各层厚度分别为 4.7 km、3～4.5 km 和 3.5～4 km. 下地壳的中间层(Ⅴ 层)为低速层.

邢台序列中两次最大地震(马兰 6.8 级地震与东汪 7.2 级地震)位于上地壳底部. 7.2 级主震及其前震(6.7 级)发生在速度异常特高的部位，且速度梯度变化也较大. 34 次 $M_S \geqslant 5.0$ 地震主要分布在 9～25 km 的层位. 25 km 以下的下地壳只有 1 次 5 级多的地震发生. 由于 6.8 级地震深度较浅，所以震中烈度较高(Ⅸ 度强)；7.2 级地震按宏观资料测定深度为 15 km，震中烈度为 Ⅹ 度.

2　唐山、邢台地震序列特征的共性与特性分析

唐山、邢台两次地震序列同属强震序列[①]，具有一定的共性，但是彼此之间又有若干差异，概括起来有以下几点：

(1) 两次序列都包含着不在一处的 2 次或 3 次主震. 唐山序列由 3 次强震组成(唐山 7.8 级、滦县 7.1 级、宁河 6.9 级)，邢台序列由 2 次主震(马兰 6.8 级，东汪 7.2 级)构成. 两次序列的 $M_S \geqslant 5.0$ 地震都比较多(30 余次). 但是，两次强震序列的最强地震与次强地震时间差不一样，唐山序列两次 7 级多地震仅差 13 个小时，而邢台序列相差 14 天. 唐山序列中的 33 次 $M_S \geqslant 5.0$ 地震发生在震后 16 个月，而邢台序列中的 33 次 $M_S \geqslant 5.0$ 地震却发生在震后 22 个月. 晚期强余震也有差异，按现有资料看，邢台最后一次 5.8 级余震发生在震后 15 年，而唐山地震的晚期强余震发生在震后 6 年(1982 年). 这些大同小异可能与震区内高速体的位置和内部结构有关. 从两个地区三维速度结构图象看，唐山地区高速体内部结构的横向非均匀性弱于邢台地区；就破裂传播过程中受到的阻力而言，唐山地区弱于邢台，从而影响了破裂在地壳内的发展速度.

(2) 两次强震序列的主震震源深度较浅，表明破裂从上地壳开始，但 $M_S \geqslant 5.0$ 地震频度最大的深度(我们称之为优势深度)不在上地壳，而在中地壳(图 1a). 这个共同趋势的主要原因是：地壳内剪切破裂强度具有随深度而增加、达极值后再减小(图 1b)的规律，所以破裂点首先从浅部开始，尔后向下扩展到中地壳. 由于剪切强度最大值不在浅部，而在地壳中部，故中地壳积累和释放的能量最多，中强以上地震的绝大多数在此发生是合理的.

但是，两次地震序列地震频度最大值相应的深度不同. 按 $M_L \geqslant 3.0$ 地震统计，唐山地

---

① 唐山、邢台地震序列资料根据吴开统、焦远碧修订、整编，并存于中国地震局分析预报中心"地震序列数据库".

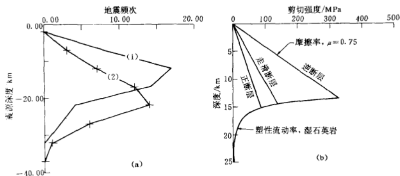


图 1 (a) 邢台、唐山 $M_L \geqslant 5.0$ 地震频度随着深度的变化曲线. (1) 唐山地震; (2) 邢台地震 (b)地壳内剪切破裂强度随着深度的变化曲线(据 Scholz, 1990)

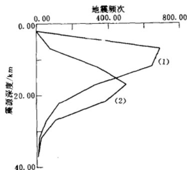


图 2 邢台、唐山地震序列 $M_L \geqslant 3.0$ 不同震源深度-频次分布曲线. (1) 唐山地震序列; (2) 邢台地震序列

震为 7 km 左右，而邢台地震为 17 km 左右(图 2). 就 $M_S \geqslant 5.0$ 的最大深度论，唐山地震为 25 km，邢台为 30 km. 这种差异与两个震区壳内速度结构的差异有关.

我们最近完成的邢台震区应力场的三维数值模拟计算有助于说明这个问题. 计算模型为包含高速体、低速体的成层地壳，其中高速块体的深度为 8～25 km，低速块体紧靠高速体的下方，其深度为 25～30 km. 图 3 是由于模型中介质的非均匀性所引起的平均应力和水平剪应力扰动值在垂直剖面上的等值线. 由图 3 可见，平均应力和水平剪应力的集中区域大致可分为两部分：深度为 10～22 km 的高速体内部区域和深度为 28 km

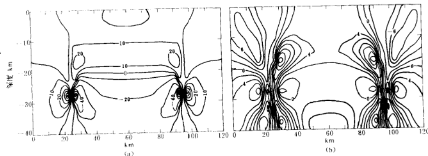


图 3 含高速体、低速体计算模型的应力扰动值在垂直剖面上的等值线(单位: MPa)
(a) 平均应力; (b) 水平剪应力(据尹京苑等, 1999)

附近的低速体外部区域(尹京苑等，1998). 高速体内部的应力集中是强震序列大量地震发生的力学基础，低速体外部的应力集中是两次强震序列少量地震发生在低速层以下的原因. 由于邢台震区的高速体较唐山震区更深、更厚，所以，邢台地震序列的震源优势深度和余震最大深度均较唐山震区深.

(3) 两次强震序列的震源深度随着时间的推移，存在由浅入深的共同趋势，但经历的过程不甚相同. 邢台地震快于唐山地震. 为了说明这个问题，统计了主震后每年 $M_L \geqslant 2.5$ 地震不同深度的地震频次分布. 令频次最大的深度为优势深度，并作图(图 4). 由图可见，邢台地震的优势深度为 17 km，只持续了 3 个季度，之后，1967～1970 年优势深度变为 22 km，而唐山序列的震源深度从 1976 年 7 月 28 日～1981 年基本保持 7 km 深度上下，1982～1985 年才加深至 17 km 左右. 这表明，唐山震区破裂向深部的发展过程较邢台震区要慢. 从壳内速度结构方面可以找到一些理解. 从照片 1，2 上可以看出，唐山震区的纵向非均匀性较邢台地区要强，从破裂发展过程中因介质非均匀性而受阻挡的角度分析，唐山震区强于邢台，所以发展较慢.

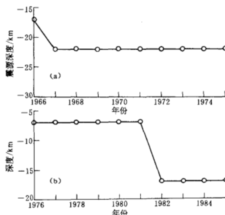


图 4　唐山地震优势深度随时间的变化曲线
(a) 邢台地震；(b) 唐山地震

3　结论与启示

综上所述，可以得出以下几点认识：

(1) 强震群型地震发生地区的地壳具有高速、低速块体相间分布的特殊性；壳内高速体是应力集中的基础；高速体的数量、规模、深度和内部结构的非均匀性与强震序列的主震震级、深度、震中烈度、破坏范围和序列中所含中强以上地震的数量、深度间存在密切关系. 邢台、唐山震区地壳内大规模高速体的存在是两次强震群发生的基础；两次序列表现出的许多共性均与此有关.

(2) 两次强震序列的某些差异与壳内高速体在细节上的差异有关. 从前面的论述可见，壳内高速体规模越大、深度越浅，主震震级、震中烈度越大，破坏性越强(如唐山 7.8 级主震与邢台 7.2 级主震)；若壳内高速体较深，规模和速度异常值均较小，则相应震级和震中烈度不会太大(宁河 6.9 级地震)；壳内高速体内部结构的非均匀性，对后续强震、非均匀性较弱的高速块体中发生的后续强震和主震时间差较小(如唐山序列 7.8 级主震与 7.1 级地震间相差 13 个小时)；高速体的内部非均匀性较强的震区，后续强震与第 1 个强震间隔时间可能较长(邢台序列中的 7.2 级地震与 6.8 级地震，相差 14 天). 地壳内高速体、低速体的深度是影响强震序列深度分布的重要因素，当它们的深度较大时，强震序列的震源优势深度与震源的最大深度都较深.

这些认识对探索强震群地震的预测问题可以提供如下线索：

(1) 在表面地质资料无法为某个前兆观测资料出现较多异常地区作出有无强震可能判断的情况下，大力开展该区地壳深部构造探测．查明该区地壳的细结构，分析壳内高、低速体是否存在及其规模、分布情况，参考唐山、邢台、海城等强震区的地壳结构特征，有可能做出有无强震孕育及其可能类型的判断．

(2) 为了判定某个强震危险区的地震类型，仅靠统计预测方法是不够的，必须在那些已圈划的潜在震源区开展地壳细结构的探测，根据地壳内高、低速体分布状况及其规模、深度与速度异常大小，才可能对强震类型作出一些预测．在速度结构不均匀，且存在规模较大的高速体与低速体相间分布的地区，发生强震群的可能性较大；而速度结构较均匀的地震潜在危险区发生强震群类型地震的可能性较小．

(3) 对深部构造探测揭示出可能发生强震群的地区，当第1次强震发生在某个高速体内，其强度与高速体的规模不相适应时(如邢台地区首发强震震级只有6.8级)，要警惕后续强震的发生．在此情况下，单纯根据余震序列的衰减指数对未来趋势作出判断是靠不住的．在这样的地震区，根据现场地震活动的时空演变，可以找到一些测震学的指标①，以帮助判断后续强震的可能地点和时间，实现强震三要素的预报．

(4) 考虑到强震序列的震源深度有随时间而加深的趋势，晚期强余震的深度可能会大于主震及早期强余震，其前兆的影响范围可能较广，而幅度不一定大，因而能够观测到趋势异常的台站不一定多．加之，地壳深部的孕震环境与地壳上部有些不同．其孕育机制为破裂型，而非粘滑型的可能性更大，在破裂由亚临界扩展向临界扩展的过程中激发一些脉冲、阶跃式应变突变是可能的．因此，晚期强余震前可能在部分观测点上出现一些短期性的或突发性的异常，但是缺乏与突发性异常配套的趋势异常，所以，晚期强余震的预测也相当困难．例如，1981年11月9日邢台震区5.8级强余震前，其震中烈度只有Ⅵ度强，按经验公式估计，一般情况下的5.8级地震震中烈度约为Ⅶ度．该地震前在河北省中南部距震中200 km范围内出现了多项前兆异常，异常幅度虽然不大，但范围不小(张肇诚等，1990)．所以在预测后期强余震时，不可机械套用预测主震前兆的经验关系，否则容易造成强震震后趋势判定的错误．但是，如果已经判定某个序列为强震群型，地震过程发展到后期，突然此起彼伏地出现一些突发型前兆异常，在此情况下，则应考虑强余震的可能性．

这些线索对预测强震群地震是否真正有效，尚有待今后实践的检验．

参 考 文 献

林邦慧，吴诗芬，高则明．1979．1977年5月12日宁河地震烈度明显偏低的原因．地球物理学报，**22**(1)：14～24

林真明，邵学忠，陈学波．1990．1966年邢台地震区地震测深资料．华北地震科学，**8**(3)：55～66

梅世蓉．1995．地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一)——坚固体孕震模式的由来与证据．地震学报，**17**(3)：273～282

梅世蓉，1995．唐山地震序列的复杂性与成因．地震，(增刊)：31～39

邵学忠，张家茹，章思亚，等．1993．邢台地震区深部构造背景的地震转换波探测和研究．地球物理学报，**36**(3)：609～619

孙武城．1985．华北东部地区地壳结构的初步研究．地震地质，**7**(3)：1～11

① 刘蒲雄，刁守忠，1995．后续地震短临预报方法的研究．"八五"攻关二级课题研究报告(85-04-03-02)．

孙若昧，刘福田. 1995. 京津唐地区地壳结构与强震的发生——Ⅰ. P 波速度结构. 地球物理学报，**38**(5)：599～607
徐杰，方仲景，杨理华. 1988. 1966 年邢台 7.2 级地震的构造背景和发震构造. 地震地质，**10**(4)：51～59
尹京苑，梅世蓉，薛艳. 1999. 邢台地震区地壳速度结构特征与强震孕育发生的关系. 地球物理学报(待发表)
张肇诚，罗兰格，李海华，等. 1990. 中国震例(1976～1980). 北京：地震出版社，165～186
张肇诚，罗兰格，李海华，等. 1990. 中国震例(1981～1985). 北京：地震出版社，29～41
Scholz C H(著). 1990；马胜利，曾正文，刘力强，等(译). 1996. 地震与断层力学. 北京：地震出版社，134

第21卷 第2期
1999年3月 (166~174)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

地震活动性参数的数理基础、相关性及筛选*

程万正

(中国成都 610041 四川省地震局)

摘要 从各种地震活动性参数的解析表达式入手，分析了诸参数对地震活动强度和频度的依赖性和相关性. 一类为区域地震活动性统计参数，文中共分析了17个；另一类为地震活动分布类参数，即时间、空间、震级分布类参数. 分布类参数的存在基础及合理性在于其分布模型的适用性. 文中对地震时间、空间、震级的自然概率分布、泊松分布、威布尔(Weibull)分布和分形的解析式进行了形式类比和分析，并以实例说明. 对余震序列衰减系数P值、H值、震群序列U值、F值和熵值K也作了初步评价，并给出了评价地震活动性参数之间相关性的另一途径，即分析计算输出时序曲线之间的关联度. 文中推荐相似性关联度$R_{Y_1Y_2}$和相对变化斜率关联度$G_{Y_1Y_2}$作判定量. 最后就众多地震活动性参量的筛选与应用提出了初步看法.

关键词 地震活动性参数 相关性 评价

引言

近20多年来，为从地震活动性的研究中寻求地震预报实用化或地震危险性分析的技术途径，其统计量的研究得到格外重视和发展. 仅从笔者有限的阅览，涉及国外的研究文献或地震研究报告就有数种，国内达20多种. 尽管各研究者均将所得出的地震活动性参数赋予了一定的孕震物理意义，但由于资料同源，均用地震目录，其相关性或独立性的研究就显得十分必要. 因此，分析研究诸多地震活动性参数间的解析表达式的计算本质、物理基础、相关性，进而进行筛选已成为一种必然. 显然，这是对地震活动性研究，尤其是对今天地震学预报方法认识的深化.

本文首先从各种地震活动性参数的解析表达式入手，分类探讨其独立性或相关性，并进一步分析其计算结果的问题实质；对其相关程度还给出了从走势曲线进行定量评定的方法. 最后就应用筛选问题提出了笔者的初步看法.

1 解析或统计式的物理基础

地震活动性统计量主要用于描述区域地震活动性的统计特征. 其统计对象是地震活动资料——地震目录. 分析计算包括时段区间、空间范围、震级区间三大要素整体分布特征

* 中国地震局"九五"课题(95-04-01-02-01).
1998-08-11收到初稿，1998-10-19收到修改稿并决定采用.

的动态提取.

对范围较窄、时间较短的突发性地震事件群的统计属震群序列类参量. 这类统计参量，如震群序列 P 值、H 值，以刻画震群序列衰减特征为主，重要的有 5 个. 对范围较宽、时间较长的日常监测地震资料，包括对地震区、带、块体地震活动性的统计量较多，达 20 多个. 这类统计量又可划分为两类：一类主要依赖于震级频度值的计算式有 17 个；另一类依赖于地震时空强分布结构的计算式有 7 个. 总体上，经验公式繁多，表达或所刻画对象类同；甚至地震活动性参数的名称和所用字母也类同；有的物理基础不清晰，或较模糊.

依赖于震级频度类地震活动性参数，较突出反映区域地震活动强度和频度的变化. 而地震强度是由震级得到的，因此，限定时空域内地震强度的变化，实质上是选定时段内高震级地震及平均震级变化过程. 本文以诸地震活动性参量的解析表达式与震级 M 和频度 N 这两个地震目录中的原始量的依赖性，作为相关性评定的物理基础.

依赖于时空强分布结构的地震活动性参数则分别以对时间、空间和强度的标度及标度指数进行相关性评定和分析归类.

1.1 依赖于震级频度类区域地震活动性统计量

(1)b, η, λ 值. 表 1 列出了 17 个，这类参数各研究者均赋予了一定的物理意义. 地震 b 值是统计经验式，反映大小地震的比例关系. 由公式可见(表 1 中序号 1)，其值与震级成反比，与频度成正比. 式中震级或平均震级强度对结果影响相对更大. 顺便指出，最大似然法与最小二乘法计算结果有差异，后者给出的值对较高震级段依赖相对较弱.

地震 η 值虽然是反映大小地震的频次对 Gutenberg-Richter 关系式的偏离程度(宇津德治，1980)，由公式可见(表 1 中序号 4)，由于震级平方和远小于震级和的平方，所以计算结果仍类同于地震 b 值，计算结果表现为对震级强度或平均震级的更强依赖性. 同时，董伟民等(1983)研究(表 1 序号 12)认为，λ 值是表征地震活动性的重要参量，也是对震级频度关系的较好刻画，因公式中与震级相关的量(M_0, M_u, $\overline{M}$)起主要作用，所以，其计算结果也主要是动态平均震级$\overline{M}$影响比重较大，类同于 b 值. 至于是类同于最大似然法还是最小二乘法的计算结果，则视限定区域内地震分布资料而定，表现形式有差异.

(2) $\sqrt{E}$, $\Sigma(t)$, ΔF, S 值. 与地震能量相类似，直接表示地震强度变化量有地震应变 S 和断层总面积 $\Sigma(t)$. 此外，因地震活动标度 ΔF(罗兰格，1987)与地震活动度 S(谷继成，魏富胜，1985) 公式中震级仍作为主要权重考虑，尽管在地震活动度 S 公式中其权因子可以调整(见表 1 中序号 2, 3, 7, 8)，ΔF 和 S 有类似计算效果.

(3)N, $A(b)$, $P(b)$, Q^t, Q^N, Q^Σ 值. 地震活动指数 $A(b)$, $P(b)$(吴佳翼，曹学锋，1983)和地震活动熵(Q^t, Q^N, Q^Σ)(朱传镇，王琳瑛，1988)公式中与地震事件频度 N 关联程度更密切(见表 1 序号 5, 6, 9, 10, 11)，或与两地震事件之间的间隔时间密切. 因地震密集大体上地震间隔时间较短，尽管 $A(b)$, $P(b)$, Q^Σ 公式中也用到了 M 或 $i(t)$表达，鉴于已归算或以频率 P 示之，其结果大体仍类似地震事件频度 N 的起伏.

(4)R_m, Y, β_n 值. 小震调制比 R_m(郭增建，秦保燕，1980,1983)、地震响应比 Y(表 1 中序号 13, 14)的计算式(尹祥础，1987)均反映固体潮最大的时段限定时空域内发生地震数的变化. 尽管前者简单，后者研究更深入，但表现物理实质似相同，因此均与各时段内固体潮的加载期的地震频度数正相关. 而地震平静指标 β_n(Matthews, Reasenberg, 1988; 傅征祥，1990)的计算式则刻画了任一时段相对全过程的稀疏段或少震段，直接反映的是

地震频度 N，或仅是 N 的变种，自然反比于 N 的变化.

表 1　依赖震级频度类地震活动性参数表

序号	参数名称	公　式	参考文献	简　要　说　明
1	地震 b 值	$b=\frac{a-\lg N}{M}$ $b=\frac{N\lg e}{\sum_{i=1}^{N}(M_i-M_0)}$	Gutenberg 和 Richter(1934)；李全林等(1979)	最大似然法可简示为 $b=\frac{0.4343N}{\Sigma\Delta M_i}$
2	地震蠕变 S	$S=\frac{1}{C}\sum_{i=1}^{n}\sqrt{E_i}$	Benioff(1951)	$\lg E=11.8+1.5M$
3	地震断层总面积 $\Sigma(t)$	$\Sigma(t)=\Sigma E^{2/3}$ $\Sigma(t)=\Sigma N(m)E^{2/3}(M)$		
4	地震 η 值	$\eta=\frac{\langle x^2\rangle}{\langle x\rangle^2}$	Ustu(1978)	$x=M_i-M_0$，可简示为 $\eta=\frac{N\Sigma(\Delta M_i)^2}{(\Sigma\Delta M_i)^2}$
5	地震活动性指数 $A(b)$	$A(b)=\frac{1}{b}\lg\sum_{i=1}^{N}10^{bM_i}$	吴佳翼和曹学锋(1983)	
6	地震活动性指数 $P(b)$	$P(b)=\frac{N}{b}(\lg\sum_{i=1}^{N}10^{bM_i}-\lg N)$		
7	地震活动标度 ΔF	$\Delta F=\lg(\Sigma F_0/T)$ $F_0=10^{(6.11+1.091M_L)}$	罗兰格(1987)	T 为天数
8	地震活动度 S	$S=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}W(x_i)\mu(x_i)$	谷继成和魏富胜(1985)	式中，W 和 μ 为 $x(N,\Sigma,M_{max},\overline{M})$ 的权因子和隶属函数. 常用公式为 $S=0.117\lg(N+1)+0.029\lg\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}10^{1.5M_i}+0.0145M_i$
9	地震活动(时间)熵 Q^t	$Q^t=-\sum_{i=1}^{N}P_i^t\lg P_i^t/\lg(N-1)$	朱传镇和王林瑛(1988)	$P^t=\Delta t_i/\sum_{i=1}^{N-1}\Delta t_i$
10	地震活动性(频度)熵 Q^N	$Q^N=-\sum_{i=1}^{R}P_i^N\lg P_i^N/\lg R$	朱传镇和王林瑛(1988)	$P_i^N=n_i/N$
11	地震活动(强度)熵 Q^Σ	$Q^\Sigma=-\sum_{i=1}^{R}P_i^\Sigma\lg P_i^\Sigma/\lg R$	朱传镇和王林瑛(1988)	$P_i^\Sigma=\Sigma_i(t)/\Sigma(t)$
12	地震活动表征量 λ	$\frac{1}{\lambda}+\frac{M_0e^{(-\lambda M_0)}-M_ue^{(-\lambda M_u)}}{e^{(-\lambda M_0)}-e^{(-\lambda M_u)}}=\overline{M}$	董伟民等(1983)	$M_0,M_u,\overline{M}$ 为起始、最大、平均震级，可以迭代法求出
13	小震调制比 R_m	$R_m=\frac{n_m}{N}$	郭增建和秦保燕(1980，1983)	n_m 为固体潮最大时段(阴历朔日段和望日段各 4 天)内发生的地震数
14	地震响应比 Y	$Y=\frac{(\sum_{i=1}^{N_+}E_i^m)_+}{(\sum_{i=1}^{N_-}E_i^m)_-}$	尹祥础，1987；尹祥础等，1994	＋号表示固体潮加载期内发生的地震数，－号为其它时段内发震数
15	地震演化指数 YH	$YH=N_0R_C$	陆远忠等(1994)	N_0 为归一化地震频次($N=10^a/10^{bM}$)，R_C 为无震区与总面积之比
16	地震平静指标 β_n	$\beta_n=\frac{M(t,\delta)-N\delta}{\sqrt{N\delta(1-\delta)}}$	Matthews 和 Reasonberg (1988)	M 为区间内地震数；n_i,N 为总数；δ 为区间时长，可简示为 $\beta_n=\frac{n_i-N\delta}{\sqrt{N\delta(1-\delta)}}$
17	地震活动参数 C	$C=\Sigma P(x_i)\lg[P(x_i)/q(x_i)]$	OKuda 等(1992)	式中，$P(x_i)=n_i/N$ $q(x_i)=B\exp(-Bx_i\Delta M)$ $B=b\ln 10$ $x_i=M_i-M_0$ 可简示为 $C=\Sigma\frac{n}{N}\ln(\frac{n}{NB}e^{(B\Delta M_i\Delta M)})$

(5)YH，C 值. 地震演化指数 YH 中，N_0 为研究时空域内，据震级频度关系求出的归

一化频次，故 $N=10^{a}/10^{bM}$ 中 M 所占比重是显见的. 因此，大小地震比例中较大地震数偏多，N_0 将显著增大；而地震活动参数 C(Okuda *et al.*，1992)在计算公式中，$C\propto \Delta M_i$，所以，这两个参数相对依赖于地震强度 M 或平均震级 $\overline{M}$ 的程度更强.

1.2　描述时空强分布类参数

描述地震分布类参数有 3 类，分别对时间 τ、空间 r 和强度分布寻求标度关系. 对地震时间分布类参数有地震危险度 D、地震发生方式参数 ρ(王炜，1987；王炜等，1989)、地震时间分形 $D_q(\tau)$(Kagan，Knopoff，1980)和地震非均匀度 Gl 值(李志雄，高旭，1994)；对地震空间分布类参数有地震空间集中度 C 和地震空间分形 $D_q(r)$(Hirata，Imoto，1991)；对地震震级分布类参数有地震强度因子 M_f 和算法复杂性 AC 或 $C(n)$(吕悦军，陆远忠，1993；吕悦军等，1994)值. 这里指出，地震 b 值也是震级分布类参数.

分布类参数首先需寻求的是分布模型. 表 2 中 C，D，ρ，M_f 参数均以威布尔(Weibull)分布模型为基础，其前提是地震在时间、空间和震级分布均较好符合这一模型. 表 2 中 Gl 值要求地震发生时间遵从泊松分布的理论模型，寻求与这一理论模型的偏差量. 地震时空分形得到的维数谱 D_q，刻画了地震分别在时间或空间上分布的双对数标度关系. 算法复杂性 AC 的计算公式表示的是对震级编号的符号变化过程.

表 2　描述时空强分布类地震活动性参数表

序号	参数名称	公　式	参考文献	简要说明	对时间 τ 空间 r 和强度 M 的标度关系	备　注
1	地震空间集中度 C 值	$C=1-e^{(-\mu/\rho)}$	王炜(1989)	其密度函数 $f(r)=\mu r^{(\rho-1)}e^{(-\mu r^{\rho}/\rho)}$	$f(r)\propto r^{C(\rho)}$	以 r 标度时，用 C 为 ρ 的函数刻画
2	地震危险度 D 值	$D=1-e^{(-\mu/\rho)}$	王炜(1987)	$f(\tau)=\mu\tau^{(\rho-1)}e^{(-\mu\tau^{\rho}/\rho)}$	$f(\tau)\propto \tau^{D(\rho)}$	以 τ 标度时，用 D 为 ρ 的函数刻画
3	地震发生方式参数 ρ 值		王炜等(1989)	$f(\tau)=\mu\tau^{(\rho-1)}e^{(-\mu\tau^{\rho}/\rho)}$	$f(\tau)\propto \tau^{\rho}$	以 τ 标度时，用 ρ 来刻画
4	地震强度因子 M_f 值	$M_f=e^{(-\mu(M_0-M_S)^{\rho}/\rho}$	王炜(1997)	$f(M)=\mu M^{(\rho-1)}e^{(-\mu M^{\rho}/\rho)}$	$f(M)\propto M^{M(\rho)}$	以 M 标度时，用 M 为 ρ 的函数来刻画
5	地震时空分维 D_q 值	$D_q=\frac{1}{q-1}\lim\limits_{\epsilon\to 0}\frac{\lg C_q(\epsilon)}{\lg\epsilon}$	Kagan 和 Knopoff(1980) Hirata 和 Imoto(1991)	当 ϵ 为 τ 时，时间分形；当 ϵ 为 r 时，空间分形. $C_q(\epsilon)=N(\epsilon)$；容量维 $C_q(\epsilon)=\sum\limits_i P_i^q(\epsilon)$；广义信息维；$C_q(\epsilon)=\frac{1}{N}\sum\limits_j[\frac{1}{N}\sum\limits_i\theta(\epsilon-\lvert x_j-x_i\rvert)]^{q-1}$；广义关联维	$C_q(\tau)\propto\tau^{D_q}$ $C_q(r)\propto r^{D_q}$	以 τ 或 r 标度时，用维数谱 D_q 来刻画
6	地震非均匀度 Gl 值	$Gl=\frac{x^2}{x_a^2(f)}$	李志雄和高旭(1994)	地震发生的理论时段数由 $P\sim\Delta t$ 的泊松分布给出，$\alpha(f)$ 为置信水平，取 0.05 $x^2=\sum\limits_{i=0}^{K}\frac{[O_i(\xi)-E_i(\xi)]^2}{E(\xi)}$	$P(\xi=K)=\frac{(\lambda\Delta\tau)^K}{K!}e^{-(\lambda\Delta T)}$ $x^2=\sum\frac{(\text{有震时段数}-\text{理论时段数})^2}{\text{理论时段数}}$	以 τ 标度时，用 K 来刻画
7	算法复杂性 AC 值	$AC=AC'/\lg_m N$	吕悦军和陆远忠(1993)	AC' 震级数字序列的描述值(震级取整为 3,9,5,6,7)，N 为字符总数	对震级 M 编号序列的刻画	

可见，地震活动性分布类参数的存在基础或合理性在于其分布模型的正确性，尽管对

模型的检验、所发表的文献均已给出了说明.

这些参数实质上包括了地震时间、空间、震级的自然概率分布、泊松分布、时空分形和威布尔分布，模型的分析和参数求取，即如下形式：

(1) $f(\varepsilon)$-ε 自然概率分布

(2) $\ln f(\varepsilon)$-ε 泊松分布(单对数分布)

(3) $\ln f(\varepsilon)$-$\ln(\varepsilon)$ 时空分形(双对数分布)

(4) $\ln\ln(1/f(\varepsilon))$-$\ln(\varepsilon)$ 威布尔分布(重对数分布)

地震活动性资料更适合何种分析模型，只能据实际资料经统计分析得出.

以地震时间 τ 作标度时(表2中序号2，3，5，6)，其概率密度函数的表达形式有(表2)：

No. 2 $f(\tau)\propto\exp(\tau^{D(\rho)})$ 即 $\ln\ln f(\tau)$-$D(\rho)\ln(\tau)$

No. 3 $f(\tau)\propto\exp(\tau^{\rho})$ $\ln\ln f(\tau)$-$\rho\ln(\tau)$

No. 5 $C_q(\tau)\propto\tau^{D_q}$ $\ln C_q(\tau)$-$D_q\ln(\tau)$

No. 6 $P(\tau)\propto\exp(\lambda\tau)$ $\ln P(\tau)$-$\lambda(\tau)$

即 No. 2、No. 3 为重对数分布，No. 5 为双对数分布，No. 6 为单对数分布形式.

以空间尺度 r 作标度时(表2中序号1，5)，其概率密度函数的表达形式有(表2)：

No. 1 $f(r)\propto\exp(r^{c(\rho)})$ 即 $\ln\ln f(r)$-$C(\rho)ln(r)$

No. 5 $C_q(r)\propto r^{D_q}$ $\ln C_q(r)$-$D_q\ln(r)$

同样，以震级 M 作标度时，其概率密度函数的表达形式有(表2)：

No. 4 $f(M)\propto\exp(M_f^M)$ 即 $\ln\ln f(M)$-$M_f\ln M$.

这里应指出的是，当 Gutenberg-Richter 震级频度经验式中对数以 e 为底时，震级概率分布函数为

$$F(M)=\frac{N(M_0)-N(M)}{N(M_0)-N(M_u)}=\frac{1-\exp[-\beta(M-M_0)]}{1-\exp[-\beta(M_u-M_0)]} \tag{1}$$

相应概率密度函数为

$$f(M)=\frac{\beta\exp[-\beta(M-M_0)]}{1-\exp[-\beta(M_u-M_0)]} \tag{2}$$

式中，M_0，M_u 为震级上下限，$M_0\leqslant M\leqslant M_u$，$\beta=1/\lg e$. 由于分母为常数，则

$$f(M)\propto\exp(bM)$$

即 $\ln f(M)\sim bM$.

最后需指出的是，上述关系式中均以指数函数表述，诸参数 $C(\rho)$，$D(\rho)$，$M_f(\rho)$，ρ，D_q 等是在什么标度段成立需仔细研究，即在哪一段点子适合模型，或模型拟合精度较高. 否则公式会不成立. 这涉及模型检验问题.

1.3 余震序列或震群序列参数

这类参数有地震序列 P 值、H 值、U 值、F 值和熵值 K 共5个. 参数数量少，结构也较简单. P 值和 H 值本质上为同一参数，当余震统计时段为天时，H 值即为 P 值. 只不过计算 H 值时，对序列频度作了归一化累积处理. 两个参数值均与时段内频度数成反比，基本上与地震强度无关. 在序列确定起始震级以上地震，增大震级限给出的衰减曲线形态大体相似. P 值、H 值总体上反映了余震序列的衰减特征，所以对任一序列而言，求出其一

即可．但是，刘正荣和孔昭麟(1986)推出的 H 值计算方法系列，解决了不足三天至 1 天内 H 值的估计，给出了最大余震的估计．因此，余震频度随时间呈指数衰减的大森-宇津公式，仍是至今最经典的．指数 P 或 H 表征了余震频度衰减的快慢程度．

问题是非单一指数衰减的强震群序列或双震型序列，用衰减系数对最大后续地震震级的计算往往有大的误差(程万正，罗灼礼，1990；程万正，1992)；再者对一般震群序列或强震群序列，据衰减系数 H 值可预测是否还有更大地震和多大地震发生的认识，显然存在不同看法．因据国内外较多学者得出，P 值大小与主震震级无关(Ustu，1961；Mogi，1962，1963)．但是，H 值动态曲线仍是地震现场震情监测的重要参考图件，而作为超过一月资料的分析和跟踪使用则有缺陷，因为它是 N_C-$\lg t$ 曲线的表现形式．

表 2 中后 3 个参数均对序列中地震强度或震级的相对依赖性更强．其中，F 值的解析式包括了 U 值(林邦慧，李大鹏，1994；李大鹏，林邦慧，1994)，相当于乘了一个系数．这两个参数的计算中，百分之九十应变能释放时间的确定，则需要等待该序列的衰减趋于结束．因此，在序列前期难以开展此项工作．

对一般震群序列，熵值 K 反映序列 $M_1 \geqslant M_2 \geqslant \cdots \geqslant M_N$ 中 N 个稍大地震强度的不均匀性．若 N 个地震的震级相当，相当于震群型，则 K 值高，反之则低．因此，目前实际工作中 H 值和 K 值使用较广泛．虽然对 H 值、K 值的应用，尤其对动态资料的分析与应用，存在预测意义上的不同认识，但仍是目前现场震情分析的重要分析方法．

2 走势曲线的相似性

诸地震活动性统计量使用的资料不独立，那么计算输出曲线的相似性如何？这也是研讨各统计量之间相关性的直接途径．限定空间一时段内地震资料是不变的，由于采用的地震活动性分析方法不一，或侧重地震频度、强度、时间、空间的考虑不一致，造成给出的具体计算曲线的起伏状态有差异、或完全不同、或相似是可以理解的．可从定性和定量两方面作相关性分析．

从定性分析得到的初步认识是，与频度曲线走势类似的有地震活动频度熵 Q^N、强度熵 Q^Σ、地震活动指数 $A(b)$和 $P(b)$，以及地震时间分维 D_t 等；与地震活动强度(最大地震时序曲线)类似的有地震活动度 S、地震活动标度 ΔF 和算法复杂性 $C(n)$等统计量．以最小二乘法计算的地震 b 值与地震 η 值曲线走势大体相似．以最大似然法计算的地震 b 值与地震 λ 值曲线走势大体相似．而地震其它统计量计算的曲线走势则形态各异．

基于地震活动性统计量之间的关联分析(程万正，1994)，给出了同一资料的诸地震活动性统计量的输出曲线．其相关性大小用关联度来表征．这里推荐相似性关联度 $R_{Y_1Y_2}$和相对变化斜率关联度 $G_{Y_1Y_2}$．

2.1 相似性关联度 $R_{Y_1Y_2}$

$R_{Y_1Y_2}$ 以诸地震活动性统计量计算的任一对数据列之间的相互关系数来表征．

$$R_{Y_1Y_2} = \frac{\Sigma[Y_1(t) - \bar{Y}_1(t)][Y_2(t) - \bar{Y}_2(t)]}{\{[\Sigma(Y_1(t) - \bar{Y}_1(t))^2][\Sigma(Y_2(t) - \bar{Y}_2(t))^2]\}^{1/2}} \tag{3}$$

2.2 相对变化斜率关联度 $G_{Y_1Y_2}$

当任一对数据序列的相对变化速率差别较大时，如一个变化平稳，量值起伏小；另一

个变化剧烈起伏较大，量值起伏大，形态可能异同，可考虑用斜率关联度来表征. 对于量纲不一致的曲线簇，仅观察起伏态是否相似，这是地震活动性分析中常用的方法，即数据序列的变化趋势可以用该曲线的斜率变化来描述.

$$G_{Y_1Y_2}=\frac{1}{N-1}\sum_{t=1}^{N-1}\frac{1}{1+\left|\frac{1}{\sigma_{Y_1}}\frac{\Delta Y_1(t)}{\Delta t}-\frac{1}{\sigma_{Y_2}}\frac{\Delta Y_2(t)}{\Delta t}\right|}\qquad t=1,2,\cdots,N \tag{4}$$

式中，σ_{Y_1}和σ_{Y_2}为地震活动性统计量计算的数据列$Y_1(t)$和$Y_2(t)$的标准差.

实际上，关联度亦指统计函数间的相似程度. 如果两个统计量给出的同一资料的计算输出曲线的斜率处处相等，那么，它们之间的变化趋势就接近平行或趋势变化接近. 以两条反向标准正弦时间序列曲线，计算关联度$R_{Y_1Y_2}=-1.00$和$G_{Y_1Y_2}=1.00$. 可见，两条走势曲线形态完全相同，呈正相关；形态相同、峰谷反向，呈负相关；上升或下降，或一个上升，一个下降的相对斜率变化完全相同，关联度均为 1.

初步计算结果，相似性关联度$R_{Y_1Y_2}$，诸参量计算曲线之间平均小于 0.35；而b与λ，η与λ均达 0.7 以上，显著相似. 相对变化斜率关联度$G_{Y_1Y_2}$计算结果，诸参量计算曲线之间平均水平达 0.74；而b与η，b与λ，S与ΔF，Q^N与Q^Σ均达 0.8 以上，亦呈现走势相似的结果. 为此，可系统地进行诸参量各区带地震资料的统计分析工作.

3 结语

地震是一个多维震情空间的量(许绍燮，1989). 地震活动性的特征参量应是地震时间、空间和强度的函数. 具体计算地震活动性函数S(时间(t)；空 间(V)；强度(E))时，常考虑如下细节：

时间($t_0\sim t_i$)；空间(φ, λ, h)；强度($M_0\sim M_i$).

时间(起止时间$t_0\sim t_i$，计算窗长Δt(或个数N)，滑动步长τ(或个数n)；空间(起止边界$\varphi_0\sim\varphi_i$，$\lambda_0\sim\lambda_i$，$h_0\sim h_i$，网格大小$\Delta\varphi$，$\Delta\lambda$，Δh，滑动步长φ'，λ'，h')；强度(震级区间$M_0\sim M_i$，分档ΔM，滑动步长M').

因此，就地震活动性分析而言，它是多维空间的信息识别问题. 一个解析式或统计量要刻画或表述多维信息空间的规律性，有相当的难度；再者应达到动态适应和与孕震物理过程相联系，这要求很高，确是地震活动性研究和地震预报面临的重大课题. 这是近 20 多年来产生较多地震活动性参数的问题所在. 同时，这也是产生众多地震活动性参数，而地震预报仍未取得实质性进展的原因所在. 对此要进行探索，要从各个不同角度或方法去研究. 因此，今后这种探索应向着物理基础清晰、地震活动性参数力求刻画多维信息空间的规律性、更能揭示孕震物理过程的本质方向发展. 而非仅仅以预报检验评分来评价.

目前，众多地震活动性参数基本上是一种统计量，力求对区域地震活动性的某些特征，以刻画或给出定量表征. 很难评价哪个好，哪个差. 建议选用刻画地震活动特征的一些基本量来研究地震活动性. 如对地震频度相对依赖性较强的这类参数中选择 1～2 种，像N，ΣN或响应比Y；主要反映地震强度变化的参数中可选择 1～2 种，如活动度S；主要反映地震时空分布类活动性参数中选择 1～2 种，如时空分形D_q；主要反映震级分布类参数中，选择地震b值；主要反映余震序列衰减特征的参数中，总体刻画选择地震P值、动态监测选择H，附以归一化累积频度曲线；主要反映震群序列的参数可选择H和熵值K. 这

些看法不一定妥当，可能争议较大，仅供参考.

参 考 文 献

程万正，罗灼礼. 1990. 从巴塘、小金、江北地震论地震类型的判定. 地震，(6)：53～64

程万正. 1992. 巴塘 6.7 级震群非单一指数衰减的复杂时序结构. 地震学报，**14**（增刊）：600～611

程万正. 1994. 地震活动性统计量之间的关联度. 见：程万正主编. 四川中短期地震预报研究. 成都：成都地图出版社，49～55

董伟民，Shan H C，鲍霭斌. 1983. 最大熵原理在地震重现关系上的应用. 地震工程与工程振动，**3**(4)：1～13

傅征祥. 1990. 基于 β 值统计的华北地震区地震期划分. 地震，**6**(6)：35～40

谷继成，魏富胜. 1985. 论地震活动性的定量化：地震活动度. 中国地震，**3**(增刊)：12～22

郭增建，秦保燕. 1980. 论短临地震预报的调制模式. 西北地震学报，**2**(11)：18～26

郭增建，秦保燕. 1983. 临震预报的广义调制模式. 西北地震学报，**5**(1)：91～98

李大鹏，林邦慧. 1994. 前震序列与前兆震群及非前兆震群的计算机识别. 中国地震，**10**(增刊)：166～174

李全林，于渌，郝柏林，等. 1979. 地震频度-震级关系的时空扫描. 北京：地震出版社，2～23

李志雄，高旭. 1994. 地震非均匀度的研究及在强震中期预报中的应用. 地震，(6)：11～18

林邦慧，李大鹏. 1994. 前震与前震序列的研究. 地震学报，**16**(增刊)：24～38

刘正荣. 1979. 前震的一个标志——地震频度的衰减. 地震研究，**2**(4)：1～9

刘正荣，孔昭麒. 1986. 地震频度衰减与地震预报. 地震研究，**9**(1)：1～12

吕悦军，陆远忠. 1993. 用算法复杂性分析时间序列. 中国地震，**9**(3)：229～234

陆远忠，吕悦军，郑月君. 1994. 地震演化指数 YH 及其细胞自动机模型检验. 地震，(增刊)：12～17

陆远忠，宋俊高，戴维乐. 1984. 一个判断震情的指标——震群的 U 值. 地震学报，(增刊)：495～509

罗兰格. 1987. 地震活动性的标度. 地震，(6)：40～45

王炜. 1987. 华东地区五次中强震前地震危险度 D 值的异常变化. 地震，(1)：17～25

王炜. 1989. 地震发生方式参数 ρ 值的空间扫描. 地震，(1)：40～45

王炜，潘坚云，苏冰树. 1989. 地震空间集中度 C 值及其在地震预报中的应用. 见：国家地震局科技监测司编. 地震预报实用化研究文集(地震学专辑). 北京：学术期刊出版社，127～143

王炜，戴维乐，苏冰树. 1994. 地震震级的统计分布及其地震强度因子 M_f 值在华北中强以上地震前的异常变化. 中国地震，**10**(增刊)：95～110

吴佳翼，曹学锋. 1983. 地震活动性的定量化问题. 地震，(6)：13～16

许绍燮. 1989. 地震预报的地震活动前兆清理总结. 测震学分册，地震监测与预报方法清理成果汇编. 北京：地震出版社，1～11

尹祥础. 1987. 地震预测新途径的探索. 中国地震，**3**(1)：1～7

尹祥础，陈学忠，尹灿，等. 1994. 响应比理论用于地震预报的进展. 地震，(增刊)：18～24

宇津德治. 1980. 对地震频度-震级关系式中参数的估算——包含最大震级参数 C 的情况. 国外地震，(3)：23～31

朱传镇，王林瑛. 1988. 熵的原理与地震活动研究. 地震研究，**11**(6)：527～538

Hirata T，Imoto M. 1991. Multifractal analysia of spatial distribution ov microear-thquakes in the Kanto region. *Geophys J Int*，**107**：155～162

Kagan Y T，Knopoff L. 1980. Spatial distribution of earthquake：the two-point correlation function. *Geophys J R astr Soc*，**62**：303～320

Kagan Y Y，Knopoff L. 1980. Spatial distribution of the occurrence of shallow earthquakes. *J Geophys Roy astr Soc.*，**55**：67～86

Mogi K. 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull Earthg Res Inst*，*Tokyo Univ*，**40**：125～174

Mogi K. 1963. Some discussions on aftershocks，foreshocks and earthquake swarms；The fracture of a semi-in finite caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena. 3. *Bull Earth Res Inst*，*Tokyo Univ*，**41**：615～658

Matthews M V, Reasenberg P A. 1988. Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns. *Pure Appl Geophys*, **126**: 2～4

Okuda S, Ouchi S, Tera S T. 1992. Deviation of magnitude frequency distribution of earthquakes from the Gutenberg-Richter Law: detection of precursory anomalies prior to large earthquakes. *Phys Earth Planet Inter*, **73**:2

Resenberg P A, Mattews M V. 1988. Precursory seismic quiescence: a preliminary assesment of the hypothesis. *Pure Appl Geophys*, **126**: , 2～4

Ustu T. 1961. A statistical study on the occurence of aftershocks. *Geophysical Magazine*, **30**: 521～605

第21卷 第2期
1999年3月 (175～179)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

云南丽江峡谷的场地放大*

李白基 秦嘉政 罗娣华 叶建庆
陈敏恭 蔡绍平 刘学军

(中国昆明 650041 中国地震局滇西地震预报实验场)

摘要 分析S波土层/基岩和脉动水平/垂直的频谱比，分别得出了位于丽江峡谷南段、中段和北段的丽宾、白沙和玉龙3个台站的场地放大．使用的资料是1996年2月3日云南丽江 $M_S=7.0$ 地震余震的数字记录．在1～4Hz频率范围内，丽宾台S波东西分量土层/基岩频谱比最大，达4.5；丽宾台脉动土层北南/垂直频谱比接近1，东西/垂直频谱比约为4.5，且与上述土层/基岩频谱比相同．表明脉动的垂直和北南分量未被土层放大，单台Nakamura法可用．用此法 进而求出了白沙和玉龙的脉动频谱比，它们具有同丽宾脉动频谱比类似的特征．在上述频率范围内，两台的北南/垂直频谱比接近1，而东西/垂直频谱比白沙台约为6，玉龙台约为4.5．在丽江峡谷有横越峡谷的方向性场地响应特征．

关键词 场地放大 频谱比 脉动 云南丽江

引言

局部场地放大对于建筑设计和地震学研究都有重要意义．地震学家早就发现软弱沉积层对地振动有放大作用．1985年墨西哥海岸外大地震对墨西哥城的严重破环，就是这种作用的最突出例子之一．墨西哥城下有厚达数百米的湖积软弱层，由该大地震序列记录的研究指出，其对地振动的放大达到50倍(Singh, Mena, 1988)．

场地放大可以通过理论计算或经验观测得出．前者须要知道详细地下土岩层结构和力学性质．这是当前我国建筑设计中常用的方法．实地观测无需知晓地下结构和力学参数，将软弱沉积层上强震观测与基岩观测进行比较，就能得出可靠的场地放大(Borcherdt, 1970)．但是，这种观测条件和机遇难以得到．因此，近来常用中小震资料进行场地放大研究．利用脉动是一种更为简便的途径，除双台法(Kagami *et al*, 1982)外，Nakamura(1989)提出了用单台脉动的水平/垂直频谱比法．此法的关键条件是软弱沉积层对垂直振动分量没有放大效应．最近数年的观测和摸拟计算指出，Nakamura法对测量基谐共振周期和其它方法一致，可用．但是否能用于测量放大率？有些观测是肯定的，有些则是否定的 (Lermo, Chavez-Garcia, 1994; Field *at el.*, 1995; Dravinski *et al.*, 1996)．我们认为，Nakamura法是否适用，则取决于周围的地质环境．

---

* 中国地震局"九五"课题(95-04-05-02-02)．
1998-07-06收到初稿，1998-12-28收到修改稿并决定采用．

本文用云南丽江 1996 年 2 月 3 日 $M_S=7.0$ 地震的余震数字化观测记录，研究丽江城区沉积土层相对邻近基岩的地振动频谱比和 Nakamura 法的丽江城区水平/垂直脉动频谱比. 发现两者结果一致，说明 Nakamura 法在该地质条件下可用；进而推广至丽江峡谷中段和北段，用 Nakamura 法得出白沙台和玉龙台的场地放大.

1　观测资料

1996 年 2 月 3 日丽江 $M_S=7.0$ 地震后，我们在玉龙、白沙和丽(江)宾(馆)布设了地震仪(图 1)，加上丽江地震台，从 2 月 6～10 日进行了观测，获得了一批余震资料. 拾震器为 L-4c 速度摆和 FBA 加速度摆，记录器为 PDR-2 型数字记录仪，取样率为 100/s. 每台 6 道同时工作(丽宾台大部分时间只有 L-4c 速度摆).

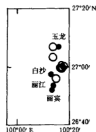


图 1　震中和台站位置. 实心圆表示台站，空心圆表示用于计算土层/基岩频谱比的震中

通常所说的丽江盆地是其西的玉龙雪山隆起形成的山前断陷盆地，东邻为鸣音沉降带(周光全等，1997). 盆地长数十公里，南端稍宽，大部分仅宽 7～8 km，实际上是一峡谷. 玉龙、白沙和丽宾等台架设在谷地内第四纪沉积土层上，丽江台在谷地边缘的基岩洞穴内. 丽宾与丽江相距仅 2.4 km，为研究双台法频谱比提供了机会.

本文所用资料仅是罗娣华等(1997)研究震源参数时回放的 40 余次较强余震记录，是全部记录的一小部分. 记录只回放了 15 s 左右，远未达到分析尾波衰减和用尾波研究场地放大要求的长度. 用于本文的余震列于表 1. 地震参数取自云南省地震局遥测中心地震报告.

表 1　地震参数

年-月-日	时:分:秒	北　纬	东　经	M_L	深度/km	备注
1996-02-06	22:18:45	27°03′	100°14′	3.5	10	*
1996-02-06	22:28:16	26°55′	100°16′	2.9	10	+
1996-02-07	09:42:16	26°55′	100°13′	2.5	10	+
1996-02-07	12:57:28	26°58′	100°16′	2.5	10	+
1996-02-07	23:57:04	27°00′	100°17′	2.8	10	*
1996-02-08	02:59:13	26°56′	100°15′	3.3	10	+
1996-02-08	04:32:17	26°59′	100°17′	3.0	10	* +
1996-02-08	05:04:28	27°00′	100°14′	3.8		+
1996-02-08	17:48:02	27°00′	100°17′	2.7	10	*
1996-02-08	19:19:33	27°07′	100°14′	2.8		*
1996-02-08	20:08:38	26°58′	100°17′	2.5		+
1996-02-09	06:04:37	26°55′	100°16′	3.4	15	+
1996-02-09	06:40:35	26°59′	100°17′	2.8	10	*
1996-02-09	20:27:30	27°00′	100°17′	2.9	10	*
1996-02-09	23:13:32	26°57′	100°18′	2.6		+
1996-02-09	23:18:08	27°00′	100°17′	3.2	10	*
1996-02-10	00:19:21	27°00′	100°17′	3.1	10	*
1996-02-10	02:34:48	27°01′	100°17′	2.8	10	*
1996-02-10	15:20:50	26°56′	100°15′	2.8		+
1996-02-10	21:36:00	27°01′	100°17′	2.7	10	*

注：备注一栏中，+ 用于计算 Q_c，* 用于计算土层/基岩 S 波频谱比.

2 场地放大测量

2.1 上地壳 Q_c

为校正后面的路径，先用尾波求出介质品质因子 Q_c. 按 Aki 和 Chouet(1975) 单次散射模型，尾波振幅表为

$$A_c(f,t) = S_o(f)R(f)t^{-1}\exp(-\pi f t/Q_c) \tag{1}$$

式中，$S_o(f)$是震源项，$R(f)$是场地项，f 是频率，t 是从发震时起算的流逝时间，t^{-1}表示几何扩散影响，Q_c 是品质因子. 两边取对数，得到 $\lg(A(f,t)t)$和 t 的线性关系(图 2).

我们从丽江台选出 10 个地震的加速度记录作 Q_c 测量. 对记录作带通滤波，中心频率为 1.5，3.0，6.0，12.0，18.0 倍频带宽. 对各频率输出从大于 2 倍 S 波走时起，取窗长 2 s 并重复半窗长，求出相继各窗的中心时间 t 和振幅根均方值 $A_c(f,t)t$，再用最小二乘法求出直线斜率 S，得出品质因子 $Q_c(f)=\pi f(\lg e)/S$. 按 $Q_c(f)=af^b$回归，得出 $a=19.980\pm0.001$，$b=0.982\pm0.001$(图 2).

Q_c 与流逝时间有关，短流逝时间反映较浅地壳的衰减性质. 所选 10 次地震的 S−P 时间为 1～2 s，2 倍 S 波走时至回放记录末端，流逝时间为 5～11 s. 所以，所得结果仅是上地壳的 Q_c，但对后面的校正已够用了.

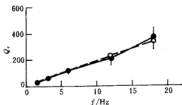


图 2　丽江台周围上地壳 $Q_c(f)$. 实心圆为观测平均值，空心圆是按回归公式计算的值，竖杠为标准偏移

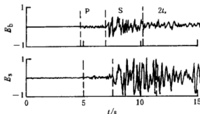


图 3　一次事件(1996-02-06T22:18:45)的 S 波速度记录. E_b 和 E_s 分别表示基岩和土层振动的东-西分量，t_s 为 S 波走时(上下波形同比例)

2.2 土层-基岩 S 波频谱比[Borcherdt(1970)双台法]

丽江地震台位于丽江城北盆地边缘，拾震器安装在基岩洞穴内，城内丽宾台则在第四纪沉积土层上. 图 3 是 1996-02-06T22:18:45 余震速度记录(东-西分量). 上为基岩台波形，下为土层台波形. 很明显，振动被土层放大了.

分析 S 波取窗从到时起，止于 $2t_s$ 前(t_s 是 S 波走时). 数据窗长多为 3～4 s，统一取 512 点作富氏分析. 在计算时从谱振幅扣除了 P 波前的噪声背景根均方振幅值. 台站周围地质环境变化大，震中距只有 10～25 km. 两台相距虽只有 2.4 km，仍须考虑路径的影响. 所以，选用的地震近于两台连线方位(图 1)，以消除不同路径引进的误差，并且按式(1)和所得 Q_c 值对丽江观测振幅值加入了衰减和几何扩散校正. 将丽宾台 S 波频谱与丽江台频谱比较，得出垂直、北南和东西 3 个分量的土层/基岩频谱比 V_s/V_b、N_s/N_b 和 E_s/E_b. 图 4

所示为11次地震的平均值(实线)和正负一个标准偏移值(点线).

土层/基岩S波频谱比的3个分量显示出不同的特性. 垂直分量在1.5～4 Hz有一明显峰值，约为4. 东西分量在相同频率也出现峰值，但却高得多，约为4.5；而北南分量在此频率范围则为低谷. 在1 Hz附近，两水平分量都出现峰值，两者近似，约为4.5. 这些差别表明，特定的地质环境对不同方向的振动有不同的影响. 这里东西方向的场地响应最大最稳定. 对抗震设计来说以水平场地响应最为重要，本文只考虑1～4 Hz频率范围的水平响应结果，这一范围是工程上最有意义的频率范围. 再者，由于低频端取样短、高频端对局部地质条件太灵敏而不稳定.

2.3 土层脉动水平/垂直频谱比[Nakamura(1989)单台法]

我们没有进行专门的脉动测量. 本研究主要利用地震记录噪声背景进行分析. 从丽宾台提取了12次地震初至P波前的脉动数据，计算了北南/垂直和东西/垂直频谱比，平均值(实线)和标准偏移(点线)绘于图5. 由图5丽宾土层脉动东西/垂直频谱比近似等于图4丽宾S波东西分量土层/基岩频谱比，可以认为脉动的垂直分量未被土层放大. 又土层脉动北南/垂直比近似等于1，知脉动的北南分量也未被放大. 土层对垂直分量不放大符合Nakamura法的基本要求.

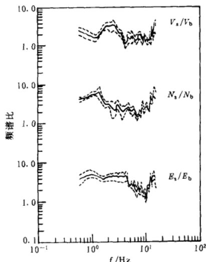


图4 丽宾土层/丽江基岩S波频谱比
实线表示平均值，虚线表示标准偏移；
V, N和E分别表示垂直、北南和东西分量；
s表示土层，b表示基岩

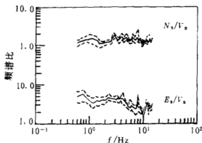


图5 丽宾土层水平/垂直脉动频谱比
(其它说明同图4)

上述观测结果鼓舞我们再用脉动对具有类似地质条件的白沙台和玉龙台进行场地放大测量. 所得结果之均值(统计样本白沙台15个，玉龙台12个)分别绘于图6和图7. 这与图5有类似的性质. 在关心的频段内，都是东西/垂直频谱比最大，白沙为6，玉龙为4.5，北南/垂直频谱比也都略接近1.

用脉动的东西/垂直频谱比可得出场地放大，显示了横越峡谷的方向性场地响应. 究其原因，推测为丽江盆地是峡长谷地，谷深且两侧基岩坡陡，东西方向的振动因两侧基岩的折射和交混反射而增强了.

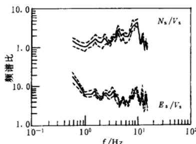


图 6　白沙台土层水平/垂直脉动频谱比
（其它说明同图 4）

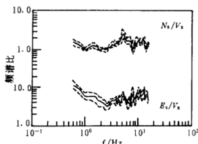


图 7　玉龙台土层水平/垂直脉动频谱比
（其它说明同图 4）

3　结论

根据 1996 年丽江 $M_S=7.0$ 地震余震资料，用双台法计算了丽宾台土层/基岩 S 波频谱比和单台法计算了水平/垂直脉动频谱比．在 1～4 Hz 范围内，土层/基岩比和水平/垂直比都是东西分量最大且相等，达 4.5．说明 Nakamura 法在丽宾台（峡谷南段）可用．进而用此法求出了峡谷中段的白沙台和北段的玉龙台的土层水平/垂直脉动频谱比．在上述频段内，北南/垂直比接近 1，东西/垂直比在白沙台为 6，在玉龙台为 4.5．这些结果表明有横越峡谷的方向性场地响应．

参 考 文 献

罗娣华，叶建庆，陈敏恭，等．1997．丽江 7.0 级地震的余震震源参数研究．地震研究，**20**(1)：83～91

周光全，张建国，周瑞奇，等．1997．丽江 7．0 级地震的地震地质构造背景分析．地震研究，**20**(1)：92～100

Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J Geophys Res*, **80**(23): 3 322～3 342

Borcherdt R D. 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull Seism Soc Amer*, **60**(1): 29～61

Dravinski M, Ding G, Wen G L. 1996. Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins. *Bull Seism Soc Amer*, **86**(3): 646～654

Field E H, Clement A C, Jacob K H, *et al*. 1995. Earthquake site response study in Guimri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations. *Bull Seism Soc Amer*, **85**(1): 349～353

Kagami H, Duke C M, Liang G C, *et al*. 1982. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evalution of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *Bull Seism Soc Amer*, **72**(3): 987～998

Lermo J, Chavez-Garcia F J. 1994. Are microtremors useful to site response evalution? *Bull Seism Soc Amer*, **84**(4): 1 350～1 364

Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quart Rept Railway Tech Res*, **30**(1): 25～33

Singh S K, Mena E. 1988. Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City. *Bull Seism Soc Amer*, **78**(2): 451～477

第 21 卷 第 2 期
1999 年 3 月 (180～186)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

地电阻率各向异性度的动态演化图象与地震孕育过程*

毛桐恩[1)] 胥广银[1)] 范思源[2)]
赵 明[1)] 孙景芳[3)]

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所
2) 中国北京 100039 北京市地震局
3) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所

摘要 利用现有地电阻率观测资料，探索提出了新的无量纲地电前兆因子——地电阻率各向异性度(S)，研究了孕震过程中地电阻率各向异性度的动态演化图象特征. 结果表明，孕震过程中，地电阻率各向异性度显示出由正常→异常强化(幅度、范围)→异常弱化→发震→正常的过程. 地震发生于 S 强化后期转为弱化的时段及 S 异常区的边缘梯度带上. 地电阻率各向异性度的动态演化图象，反映了孕震过程中构造应力场的变化. 因而，可以通过地电阻率各向异性度的动态演化图象跟踪地震孕育发生过程，服务于地震短临预报.

关键词 地电阻率各向异性度 动态演化图象 孕震过程

引言

地震预报在国际上仍是一门难度极大的边缘性科学，要有所突破或推进，必须加强新思路、新理论、新方法的研究. 对地电观测资料从多角度、多方位深入开展再分析再研究，充分开发现有观测资料的潜在信息，从中寻找出一种反映孕震过程中介质特性变化的新的地电前兆因子. 对于孕震过程中地壳介质各向异性的研究，越来越受到地震科学家的重视. 以往许多学者通常多从介质的地震波速特性方面去研究，并已取得某些进展(滕吉文等，1992). 本文则是从地壳介质的电性方面进行孕震过程中各向异性的研究.

大陆地壳岩石由于形成条件及其以后的多次构造运动作用，岩石本身就其导电性而言属于各向异性体. 因而可以说各向异性是天然岩石介质的固有属性. 同一地电台站不同方向测道的地电阻率观测值之间的差异就反映了这一事实. 在不考虑岩石介质本身及周围环境条件等因素变化的情况下，称不同方向测道地电阻率的这种差异为静态各向异性. 实际上岩石或岩体的静态各向异性是不存在的，总会因周围环境因素随时间的变化而变化，表现为动态各向异性.

地震的孕育和发生是以力学过程为主导的复杂过程，各种前兆在本质上都起源于力学

* 中国地震局 95-04-04 项目资助；中国地震局地球物理研究所论著 99AC1017.
1998-09-09 收到初稿，1998-12-08 收到修改稿并决定采用.

作用．孕震过程中的不同阶段，孕震体岩石所受应力方向和大小的变化都将引起岩石地电阻率各向异性程度的变化．

岩石的导电性，主要取决于岩石孔隙中的流体，所以不同方向的地电阻率变化，反映了岩石受力变形过程中，孔隙、裂隙形状和连通性的变化及孔隙裂隙中流体分布状况的改变．

承载岩石地电阻率各向异性变化的多次实验结果(陈大元等，1983；安金珍等，1996；毛桐恩等，1998)表明，地震发生之前震中区及其邻近一定范围内应能呈现出地电阻率各向异性前兆特征(Mao *et al.*，1995)．所以，立足于现有地电观测系统的实测资料，开发了新的无量纲地电前兆因子——地电阻率各向异性度(S)．通过研究地电阻率各向异性度的定量变化特征、动态演化图象与强震孕育过程的关系，进一步深化对地震孕育发生规律的本质认识．

1　地电阻率各向异性度参数的定义及其动态演化图象的生成技术

在二维各向异性介质条件下，假设平行于断裂面方向的电阻率为 $\rho_{/\!/}$，垂直于断裂面方向的电阻率为 $\rho_{\perp}$，则其各向异性系数 $\lambda=(\rho_{\perp}/\rho_{/\!/})^{1/2}$．但在实际工作中通常都是采用正交的SN向和EW向布设电极，测量得到的是地理南北向的地电阻率 ρ_{SN}和东西向的地电阻率 ρ_{EW}，而不是 $\rho_{/\!/}$和 $\rho_{\perp}$(实测资料中 $\rho_{/\!/}$和 $\rho_{\perp}$往往是未知的)，所以采用 λ 公式定量研究孕震过程中的各向异性问题显得很不方便，为此，定义了实用的地电阻率各向异性度 S

$$S=\left|\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\rho_{SN}}{\rho_{EW}}\right)_i-1\right|\times 10^3 \tag{1}$$

式中，ρ_{SN}，ρ_{EW}为地电阻率月均值，n 为月份数，取 $n=7$．为使 S 值图象更为直观，式中乘以 10^3．为便于统一比较不同地电台地电阻率各向异性度的变化，故 S 取其绝对值．

式(1)表明，在对称正交四极电法装置中，如果SN向的 ρ_{SN}与EW向的 ρ_{EW}相等，则为各向同性介质(实际不可能)．在不考虑孕震等周围环境因素变化时，S 为常数值．若两个测量方向的观测值 ρ_{SN}与 ρ_{EW}之差增大，说明介质的各向异性增强；反之，介质的各向异性减弱，即 S 的大小及变化表征了孕震岩石介质各向异性的强弱及变化，或岩石破裂程度的变化，其实质还是反映了孕震构造应力场的动态．

值得说明的是，公式(1)中比值项 ρ_{SN}/ρ_{EW}本身在一定程度上可对局部干扰起到压抑作用，S 值的异常变化均超过3倍观测误差，加之采用滑动平均计算 S 值，因而也就提高了信噪比，或者说对地震电信息还可有某种程度的放大作用．

作为中、短、临地震预报的地电阻率各向异性度(S)前兆，是指在原有岩石固有的各向异性基础上，因地震孕育、应力集中、应变积累到接近和超过岩石所能承载的极限，引起岩石趋向破裂、产生新的裂隙，或旧的闭合裂隙重新开启，这样就改变了原有的导电通路，产生了新的动态的各向异性现象，即地电阻率各向异性度(S)前兆．

考虑到地电观测资料的历史及现状，对研究区的地电观测资料进行收集、整理、筛选及针对视电阻率曲线的阶变、突变点、年变、长期变进行预处理．

编制了计算 S 值的程序．取 $n=7$，采用步长为一个月滑动平均计算 S 值，完成了华北研究区30个地电台(1985年1月～1996年12月)S 值的计算．按 S 值数据的空间展布及等值线编绘程序，完成了每月一幅 S 值图象动态显示．

2 研究进展及典型震例剖析

大致从1988年开始，我国进入了第5个地震活跃期. 下面结合具体的震例，讨论剖析地电阻率各向异性度(S)动态演化图象与地震过程之间的关系.

2.1 1989年10月大同M_S6.1地震

1989年10月18日华北北部大同发生了M_S6.1地震. 震中位置：39°57′N，113°47′E. 对于这次地震过程，S动态演化图象显示的特征见图1a～h.

1989年4月大同、呼和浩特、代县一带的S图象(图1b)，较1989年1月该地区的S图象(图1a)出现了差异，即1989年1月呼和浩特、代县的小闭合等值线(S值分别为100和75)到1989年4月消失，1989年4月大同地区较1989年1月的大同地区增生了一个小的闭合圈($S=175$)，这意味着大同、呼和浩特、代县一带S值上升(或称S值异常强化). 随着时间的向后推移，呼和浩特、代县的S值较稳定，而大同地区的S值为175的闭合等值线却不断发展变化(图1c，d，e)，S为175的等值线闭合圈半径逐渐增大，即S强化区范围逐渐增大，大致到8～9月S等值线闭合圈半径达最大，然后S闭合圈缩小(S弱化)，1989年10月16日大同发生M_S6.1地震.

震中位于S强化区外围东部边缘S值梯度带上，震后S值闭合圈(图1f)开始收缩(1989年12月)，一直到1990年3月S值图象(图1g)恢复到震前1989年4月的模样(图1b). 1990年4月、大同的S为175的闭合等值线全部消失(图1h). 1989年10月16日，大同M_S6.1地震的孕震过程似乎给了我们这样一个认识，即大同及外围地区的S值经历了由正常→异常强化(幅度、范围)→异常弱化→发震→正常的过程，地震发生在S值异常强化区的外围边缘，S值异常强化的起始时间至地震发生时间约为9～10个月，S值异常强化达极大后至地震发生时间约为2个月左右，震后S值图象恢复到“正常”要持续5～6个月. 大同M_S6.1地震，大同地区的S值由150上升到175，其异常变化幅度达16%.

2.2 1991年3月大同M_S5.8地震

1991年3月26日大同又发生了M_S5.8地震. 这次地震的孕震过程中，1990年7月呼和浩特S值出现异常($S=100$)；1990年8月太原S值出现强化(S值由375上升为400)，S值异常变化幅度为7%. 1990年10月太原S值出现恢复(S值由400下降为375)；1990年11月大同S值出现强化异常；呼和浩特的S值也出现强化. 1990年12月大同、呼和浩特S值持续强化(图2a)，1991年1月大同的S值显示弱化直至1991年3月(图2b)大同发生5.8级地震. S值由强化转为弱化到发震共2～3个月时间.

大同1989年10月18日的M_S6.1和1991年3月26日的M_S5.8地震，两次地震孕震过程的地电阻率各向异性度动态演化图象特征是基本一致的.

2.3 1996年5月包头6.4级地震

1996年5月3日，内蒙包头(40°47′N，109°41′E)发生M_S6.4地震. 这次地震的孕震过程，太原、呼和浩特、大同的S值图象均有显示.

1994年7月太原的S值为400，其西北部的$S=250$的等值线向西北展开. 呼和浩特的S为75，大同的S为175. 1994年10月太原S为400的闭合等值线半径增大(S异常强化). 同时，$S=250$的等值线显示收拢，大同的S为175的闭合等值线半径增大(S异常强化).

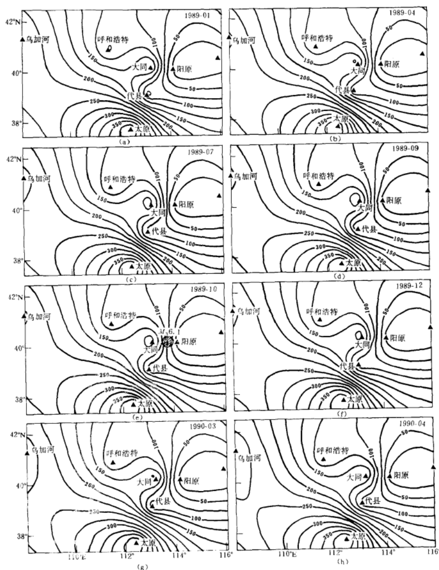


图 1　大同 $M_S6.1$ 地震 S 值动态演化图象

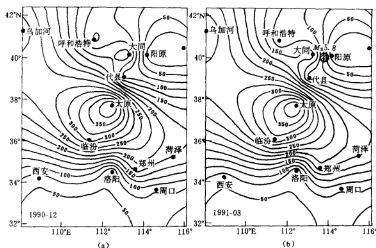


图 2 大同 $M_S5.8$ 地震 S 值动态演化图象

(a)1990 年 12 月；(b)1991 年 3 月

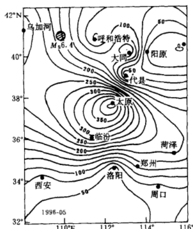


图 3 包头 $M_S6.4$ 地震 S 值图象

1995 年 1 月呼和浩特、大同的 S 值稳定在某一水平上，太原 S 为 400 的等值线消失(S 弱化)，S 为 250 的等值线完全闭合，等值线长轴为 NW 向. S 值这种图象状态持续到 1995 年 9 月，1995 年 10 月太原再次出现 S 值异常强化(S 为 400 的闭合等值线出现，其半径随时间后移逐步增大)，1996 年 4 月太原 S 达最大. 大同的 S 随时间逐步弱化，1996 年 5 月(图 3)太原 S 转为弱化，5 月 3 日包头发生 6.4 级地震. 震后的 1996 年 9 月太原 S 为 250 等值线又恢复到 1994 年 10 月的状态. 看来，一次孕震过程，在 S 异常区可能存在两次 S 强化.

上述研究时段，大华北地区除大同及邻近区域以外的其它地区，S 值图象均未显示异常，也无地震活动(详见"孕震过程地电阻率各向异性度(S)动态演化图象集"). 受文章篇幅限制，本文只能给出有限的几幅图，且图幅也仅能显示含震中区在内有限的区域.

3 讨论

孕震过程中地电阻率各向异性度(S)的动态演化图象特征的机理问题，这里进行简要地讨论.

1972 年美国学者以土力学和岩石力学扩容概念为基础，首先提出了地震孕育的膨胀-

扩散(D-D)模式(Nur，1972)．之后，肖尔茨等又进一步把这种模式用于解释多种地震前兆现象(Scholz *et al.*，1973)．D-D 孕震模式特别强调水在孕震过程中的重要作用，而岩石电阻率的变化与岩石含水率的变化密切相关．

陆阳泉等(1998)直接用实验的方法检验了地震孕育模式，考察注水条件下大样本岩石的破裂发展过程及其相应的前兆机理．实验表明，岩石电阻率表现出随时间变化的阶段性和岩石电阻率变化空间分布的差异性．承载岩石样品的变形发展过程包含 4 个阶段(图 4)：Ⅰ．压密阶段．原始裂隙受压闭合，孔隙度减小；Ⅱ．扩容初期阶段．新裂隙形成，水开始进入新的扩容裂隙；Ⅲ．急剧扩容阶段．微裂隙增生和扩展速度大于水流入的速度；Ⅳ．大破裂前的"临震"阶段．大量水流入扩容裂隙．图 4 给出了承载岩石变形、发展直至破裂过程 4 个阶段中岩石电阻率各向异性($\rho_{/\!/}$与 $\rho_{\perp}$的差异程度)的定性变化．从阶段Ⅰ到阶段Ⅱ，岩石电阻率各向异性增大(强化)；进入阶段Ⅲ，岩石电阻率各向异性强化达极大值；尔后进入阶段Ⅳ，由于岩石内部结构发生重大变化，不同裂隙流体含量差异的变化及干、湿裂隙的串、并联作用等，岩石电阻率各向异性减小(弱化)，直至岩石破裂．

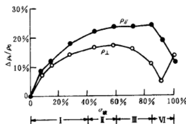


图 4　花岗岩视电阻率与应力的关系

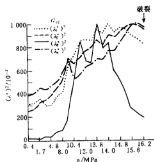


图 5　压力 p 与$(\lambda^*)^2$的关系

图 5 是岩石视各向异性系数$(\lambda^*)^2$在加压直至破裂全过程(4 个阶段)中的变化特征．$(\lambda^*)^2$的总体变化特征为：强化(Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ)→弱化(Ⅳ)→破裂(Ⅳ)，如果再仔细观察$(\lambda^*)^2$曲线，还可以看出$(\lambda^*)^2$在某些情况下存在两次强化过程．

图 4 与图 5 表明，承载岩石加压、变形、破裂过程中岩石电阻率各向异性有如下变化特征：

(1) 岩石标本在加压至大破裂前，岩石电阻率各向异性增大(强化)，有的情况岩石电阻率各向异性还可能出现两次强化；

(2) 岩石标本大破裂发生的时间多数是在岩石电阻率各向异性强化后转为弱化而破裂．

地震的孕育发生是一个非线性的力学—物理过程，孕震过程中地电阻率各向异性度的动态演化图象特征与图 4、图 5 的实验结果是一致的．这说明，本文所研究的地电阻率各向异性度的物理基础是明确的，其动态演化图象很有可能反映了地震的孕育过程．

4 结论

(1)孕震过程中，S 的动态演化图象特征：由正常→异常强化(S 值增幅、S 值范围扩展)→异常弱化→发震→正常；

(2) 地震发生于 S 强化后期转为弱化的时段及 S 异常区的边缘梯度带上；

(3) 通过地电阻率各向异性度动态演化图象，可以跟踪地震孕育发生过程；

(4) S 可以作为新的无量纲地电前兆因子，其图象特征有可能成为地震预报的短临标志.

本文在撰写过程中得到了钱家栋研究员的帮助，在此深表谢意.

参 考 文 献

安金珍，修济刚，陈峰，等. 1996. 单轴压力下有补给水岩石电阻率变化各向异性研究. 中国地震，**12**(3)：300～306

陈大元，陈峰，王丽华. 1983. 单轴压力下岩石电阻率的研究——电阻率的各向异性. 地球物理学报，**26**(增刊)：783～791

陆阳泉，赵家骝，钱家栋，等. 1998. 利用大样本岩石破裂实验模拟扩容-扩散孕震模式的某些结果(一). 地震学报，**20**(2)：194～200

毛桐恩，陈大元，刘新美，等. 1998. 承载岩石地电阻率各向异性变化的实验研究与现场观测结果. 地震，**18**(增刊)：33～38

滕吉文，张中杰，王爱武，等. 1992. 弹性各向异性研究的沿革、成就与问题. 地球物理学进展，**7**(4)：14～28

Mao T E, Wang T C, Yao J L, *et al*. 1995. The variations of the degree of ground resistivity anisotropy during the Tangshan earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, **8**(4)：621～627

Nur A. 1972. Dilatancy pore fluids and premonitory variations of t_S/t_P travel times. *Bull Seism Soc Amer*, **62**(5)：1 847～1 861

Scholz C H, Sykes L R, Aggarwal Y P. 1973. Earthguake prediction: A physical basis. *Science*, **181**(4102)：803～809

第 21 卷 第 2 期
1999 年 3 月 (187～193)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

地电中期前兆异常特征及其对强震中期趋势的判断*

王志贤 张学民 李永庆 李玉春 李洪流

(中国石家庄 050021 河北省地震局)

摘要 在系统处理地电长期观测资料的基础上，重点研究了 7 级以上强震的地电阻率趋势异常特征及其与孕震过程的相关联系. 地电早期快速下降和其后缓慢发展的稳定形态特征是强震地电趋势异常的一个基本特征. 一般早期下降和缓慢发展变化的平均持续时间之比约为 1∶4；此外，还研究了唐山 7.8 级和松潘 7.2 级地震地电趋势异常发展变化的扩散特征，以及唐山地震地电前兆信息量的时空强动态演变特征. 结果表明，这两次地震地电前兆趋势异常的扩展速度分别为 90 km/a 和 100 km/a. 地电趋势异常变化特征为强震趋势背景判定和中期预报提供了一些指标.

关键词 地电阻率 扩展速度 动态分布

引言

地震监测预报仍处在探索研究和经验预报阶段. 其依据是包括测震学指标在内的各种前兆方法观测到的异常变化，尽管这些变化具有多样性和复杂性特点，存在有与地震不确定性的关系. 然而仔细研究大陆 7 级以上强震震例，便可发现震前的异常变化仍表现出稳定形态的重复出现和一些准规律性特征. 它们均与孕震过程相联系. 本文重点研究了唐山、松潘等 7 级以上强震的地电中期趋势异常变化特征及其与孕震过程的相关联系，为强震趋势背景的判断和中期预报指标提供了某些有意义的判据.

1 地电趋势异常变化特征

地电异常变化特征已有不少报道(钱复业等，1982；王志贤，1990). 本节重点分析研究了能够用于判断强震中期趋势背景，并指示出中期预报指标的地电异常变化特征.

1.1 具有稳定形态的地电趋势异常变化

大陆 7 级以上强震前的地电趋势异常变化都具有一个共同的特点，即地电阻率早期快速下降和较长时间的缓慢发展，构成了强震前的异常稳定形态变化特征. 地电趋势异常的稳定形态变化，不仅在一次地震前多点观测到(如唐山 7.8 级强震前的昌黎、宝坻、青光、忠兴庄等台的异常变化)，而且在不同地区多次强震前，以相似的趋势异常形态出现在不

* 中国地震局"九五"地震预报攻关课题(95-04-01-01-09)专题成果之一
1998-06-22 收到初稿，1998-11-13 收到修改稿并决定采用.

同构造条件的观测点上(如图 1 所示). 表明了强震前的地电趋势异常稳定形态变化的普遍性. 这是地电趋势异常的一个基本特征.

表 1 给出了多次 7 级以上强震，不同台站实测到的地电趋势异常早期快速下降和其后缓慢发展过程的时间长度及其比值关系. 从表 1 可清楚地看出，地电趋势异常早期快速下降的时间 t_1 与缓慢发展过程的持续时间 t_2 存在着显著差异，前者一般为 2～6 个月，平均为 4 个月；后者为 8～30 个月，平均为 15.2 个月. 二者均值之比为 3.8，即地电趋势异常缓慢发展时期的持续时间比早期快速下降的时间要长得多. 地电趋势异常的稳定形态特征为岩石破裂实验所证实. 激光全息干涉法所得的实验结果(陈颙, 1988)，给出岩石表面上不同位置的位移. 结果表明，岩石变化早期，变形随应力的增加而缓慢增加. 临近破裂前，变形剧烈增加，即在低应力阶段，各点观测到的变化是同步的、稳定的，反映了岩体内部的均匀变形. 这种空间的同步性、稳定性变化是岩样破坏前的长期前兆. 这正是地电所观测到的具有稳定形态的中期趋势异常变化.

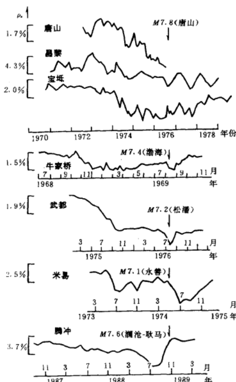


图 1　强震前地电阻率趋势异常稳定形态变化曲线

表 1　地电中期异常不同发展时段的时间及其比例关系

地震	异常台站	t_1/月	t_2/月	比例关系
唐山 7.8 (1976)	昌黎	5	30	6
	宝坻	6	22	3.7
	青县	5	29	5.8
渤海 7.4 (1969)	牛家桥	2	8	4
永善 7.1 (1974)	会理	3	12	4
	米易	2	10	5
松潘 7.2 (1976)	松潘	2	8	4
	武都	6	9	1.5
澜沧-耿马 7.6(1988)	腾冲	6	12	2
	通海	3	12	4
合计	10	40	152	3.8

1.2　强震地电群体前兆异常的时空发展——扩散特征

强震地电前兆异常台项多、范围大，在空间上形成一个相对异常集中区. 如唐山 7.8 级地震发生在我国台网密集地区，距其震中 200 km 范围内共有 14 个地电台. 其中有 8 个台记录到了趋势异常变化，为总台项的 64%. 位于震中区的唐山、昌黎台出现异常时间较早(约 1973 年 10 月开始)，距震中较远的忠兴庄台(Δ= 150 km)出现异常时间较晚(大约 1975 年中). 震中距大于 150 km 的台则无趋势异常变化. 由此可见，唐山地震地电前兆趋势异常变化，大约以每年 90 km 的视速度从未来震中向外围扩展，扩展半径为 150 km. 另外，与唐山地震相距近两千公里，且地质构造条件也不相同的松潘 7.2 级地震，同样观测到了与唐山地震十分相似的地电前兆异常. 据有关文献(四川省地震局, 1979)报道，位于

松潘震中附近的异常具有时间长、变幅大、出现较早的特点. 随着震中距的变大，异常幅度逐渐变小、梯度变缓、出现时间变晚，亦表现出由未来震中区往外围大约以每年 100 km 的视速度扩展. 以上结果与钱复业等(1982)给出的结果比较一致. 图 2 是唐山、松潘两次地震地电前兆异常时间与震源距的相关关系拟合结果，清楚地显现了地电趋势异常时空发展的扩散特征. 其关系为

$$\lg t = 2.976 - 0.810\lg R \ (r = -0.966,\ \sigma_x = 0.256) \tag{1}$$

式中，t 为中期趋势异常时间，单位为"月"；R 为震源距(台站到震源的距离，即 $R=(\Delta^2+h^2)^{1/2}$. Δ 为震中距，h 为震源深度. 单位均是 km，下同). 据震例统计结果和地电指南规定，地电中期前兆是指半年及其以上的趋势异常变化. 如果对一个 $h=20$ km 的强震，当 $t=6$ 个月时，$\Delta=500$ km；$\Delta=0$ 时，$t=84$ 个月. 即对于 $h=20$ km 的 7 级以上地震，在震中区($\Delta=0$)可望观测到约 7 年时间的中期趋势异常变化，异常范围(指 Δ)可达 500 km. 后者与我国西南地区部分震例的观测结果基本一致，如炉霍 7.9 级地震，西昌($\Delta=430$ km)、米易($\Delta=540$ km)等台，以及龙陵 7.4 级地震，米易($\Delta=430$ km)台均观测到了中期趋势异常变化. 但截止目前，尚无一例观测到长达 7 年的前兆变化. 这可能与台站前兆反映灵敏程度和观测资料时间较短有关. 因此，上式的定量相关统计，仅作为定性图像化地说明了地电中期趋势异常的扩展特征.

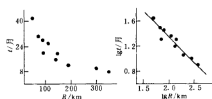


图 2　地电阻率前兆异常时间与震源距关系
(a)实测结果；(b)双对数坐标拟合曲线

另外，其它学科也观测到了与地电相类似的异常现象，如唐山、龙陵、松潘等强震地下流体前兆异常的时空变化特征(梅世蓉等，1993). 进一步表明中期趋势异常时空扩散特征似有普遍性. 这一特征可能与孕震过程密切相关. 地震孕育中期阶段非弹性变形以后的微破裂发育和发展，可能是中期趋势异常时空演变特征的物理基础，地电中期前兆的扩展特征为某些理论模型研究给予了合理的解释. 牛志仁和陈党民(1987)对含有粗糙面的滑动弱化地震失稳模型的研究发现，在加压过程的前期，粗糙面(视震源体)整个处于强化阶段，其应力在整个粗糙面上增高，从而导致趋势异常首先在震中区出现. 随着震源区的强化和应力水平继续增高，将影响周围地区应力水平的提高，于是在震中的外围地区也陆续出现异常变化. 因而就群体异常来说，其时空变化则表现出由震中区往外逐渐扩展的特征.

1.3　强震地电前兆异常强度的时空发展变化——异常信息量的平面动态分布特征

要研究地电异常强度变化的平面动态分布，须具备足够的台网密度. 唐山震例提供了很好的资料. 另外，由于各地电台所处的台址电性条件和地面装置系统的不同，其观测到的异常强度受到影响，从而表现出明显的差异. 根据地电前兆与台址-装置条件关系(汪晓东，关华平，1992)，对各台的前兆异常进行了相应的台址-装置条件校正，然后应用公式

$$R_\rho = 1 - e^{-ax}$$

分别计算出各台异常强度的信息量. 式中，R_ρ 为异常强度无量纲信息量，其值在 0～1 范围内变化；$x(x\geqslant 0)$为地电阻率异常幅度的相对变化量；a 为经验常系数，取 $a=0.5$. 异常

发展过程中，不同时间的信息量平面等值线分布计算结果由图 3 给出. 从图 3 可以看出，唐山地震前地电异常变化大致经历了 3 个不同的发展时期：1973 年 10 月～1974 年 1 月为异常开始时期(图 3a)，该期异常信息量比较微弱，大致为 0.2～0.3，集中于唐山震中区附近；1974 年 7 月～1975 年 7 月是异常变化的集中发育和扩展时期(图 3b)，此期异常信息量强度明显增强，震中区已高达 0.74，且随震中距的增加呈衰减趋势；1975 年 7 月以后，异常强度和扩展范围均发展变化缓慢，处于异常相对稳定发展时期，持续时间大约 1 年(图 3c). 地电异常强度信息量平面分布能够形象地展现唐山震前地电中期趋势异常时空强动态演变全过程，且较好地反映了地电中期趋势异常早期下降—缓慢发展的基本形态特征.

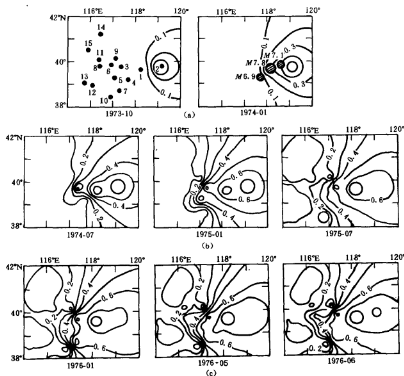


图 3 1976 年唐山 7.8 级地震 ρ_S 异常信息量等值线平面动态分布

1. 唐山，2. 昌黎，3. 宝坻，4. 塘沽，5. 青光，6. 西集，7. 徐庄子，8. 忠兴庄，9. 马坊，10. 青县，11. 八里桥，12. 马各庄，13. 徐水，14. 小汤山，15. 张山营

综上所述，唐山地震前的地电异常信息量时空强动态变化过程具有如下显著特点：①异常最早开始于震中区附近. 随着时间的发展变化，异常信息由震中区逐渐向外围扩展，信息强度也不断增大，异常信息的扩展半径(由震中向西方向)为 150 km，扩展速度约 90 km/a；②震前大约 1 年时间，无论异常信息量强度或异常范围均变化缓慢，趋于相对稳定变化时期，时间大约 1 年；③在异常信息动态发展的全过程中，震中区的异常信息量值始终处于较高水平，1976 年 1 月以后高达 0.84 以上；④唐山震前地电中期趋势异常信息

量时空强演变全过程表现出 3 个不同的发展变化时期，即异常开始显示期、异常发育和发展期及异常发展相对稳定期.

地电趋势异常信息量不同时间的动态平面分布，直观地展现了唐山地震地电前兆时空强发展演变特征，有可能为强震的背景趋势判断、发震地点和中期(1 年或稍长时间尺度)时间预报提供一些有意义的指标.

2　地电中期趋势异常变化与孕震过程关系讨论

地震前兆应是震源形成、发展演化等孕震过程的异常反映，亦即孕震过程中应力应变变化的反映. 尽管目前对孕震过程的细节尚缺乏直接的了解，但不少理论研究和模型计算结果都揭示了孕震过程的阶段特征. 张国民等对震源体受力、失稳全过程的本构关系研究(张国民，傅征祥，1990)，以及牛志仁的震源孕育膨胀-蠕动模型的计算(牛志仁，1978)，都表明震源体受力失稳大致经历了弹性形变(长期阶段)—非弹性变形(中期阶段)—应变软化(短临阶段)—岩体失稳(地震)等几个阶段. 地电随时间的异常变化、发展、演化特征能否反映孕震过程的这几个阶段特征，是鉴别和辨识地电地震前兆的一个重要标志.

如上所述，唐山 7.8 级地震前，位于震中区附近的唐山、昌黎、宝坻等台于 1973 年底和 1974 年初地电开始异常，尔后向外围逐渐扩展，青光、塘沽、徐庄子、忠兴庄等台也相继观测到地电变化. 直到 1975 年底，在华北北部地区已形成以唐山为中心的地电趋势异常相对集中区. 这是地电中期趋势异常时空强动态发展变化时期. 大致与此同期，即 1973 年前后，华北小震活动开始向京、津、唐地区丛集，频度增高(国家地震局《一九七六年唐山地震》编写组，1982). 与地电趋势异常时空变化基本一致. 梅世蓉等(1993)指出："在孕震进入非弹性变形之后，将出现岩石微破裂的发育和发展，由此造成岩石非弹性体积膨胀和其物理化学性质的多种变化，导致震前数年出现地震活动水平的提高和与之相应的一系列地震活动性异常、地电阻率以下降为主的异常变化……"等. 张国民和傅征祥(1990)的研究结果，给出了孕震不同阶段的前兆表现情况，指出非弹性变形(孕震中期阶段)是多种前兆趋势异常发育和发展时期，而弹性变形的长期阶段则无明显前兆显示. 牛志仁(1978)的研究结果，将前兆分为两大类，其中一类是由孕震体内出现非弹性变形(包括裂隙的扩展和塑性变形)引起的，地电前兆异常属于此类. 这就不难理解华北北部地区 1973 年以后，以唐山为中心所出现的一批地电趋势异常变化和地震活动在京、津、唐地区相对丛集、频度增高两者时空分布的一致性，并不是时域上的巧合，而是唐山地震孕育进入中期非弹性变形之后，出现岩体微破裂的发育和发展及其物性变化的反映.

唐山地震前数 10 天，大范围多台项地电短临加速变化由外围向震中区逼近(王志贤等，1994)，反映了临震前破裂传播向震中区迅速发展，微破裂迅速张合和震源应力场急剧变化，这是孕震过程中应变软化阶段的反映，是强震前兆的短临异常标志. 当地震孕育到应变软化阶段后，应力高度集中和加强，超过岩体破裂强度失稳而发生地震，应变能突然释放，地电也发生了与震前异常变化性质完全相反的阶跃变化(王志贤等，1997)，较好地反映了地震前后应变能积累和释放两个截然不同的应力应变状态变化.

从以上分析可以看出，强震前的地电异常变化全过程能够较好地反映孕震过程阶段特征，从而表明震前的地电异常变化是孕震过程中应力应变变化的反映，与地震孕育、发生相关联.

3 地电强震背景判断和中短期预报

强震的预报应该遵循如下3个层次来实现：①强震背景的分析和判定；②一年或稍长时间尺度的中期趋势预报；③短临时间预报．最后一个层次已在“八五”短临预报攻关中进行了专项研究，在此不赘述．

3.1 强震背景的判定标志

强震的孕育是长期构造活动中局部地区应力应变积累和增强的动力学过程．特定地区构造格局及其活动和具有某些特殊的地震活动图象等观测结果可用来判估强震背景，但时间尺度很难给定．地电方法能够观测到孕震进入非弹性变形以后由于微破裂发育、发展等引起的介质电性变化，即地电中期趋势异常．因此，在具备足够台网密度的地区，若检测到多台项稳定形态的地电趋势变化，则预示该区近年内具有发生强震的潜在背景．

3.2 强震中期时间预报标志

在强震背景判定后，重要的是提出中期预报意见和作好短临时间预报．根据34次不同强度地震的接近震中的地电前兆异常时间的统计，7级以上强震的前兆异常时间平均为1.5年；6级地震平均时间为半年，且无一例1年以上异常；5级地震异常时间较短，仅为数月．由此可见，1年或其以上的地电趋势异常变化时间不仅指示出强震背景，而且也是中期预报的一个时间指标．

另外，从地电异常信息量时空动态变化看出，震前1年左右，其异常信息量强度和显示的空间范围都趋于相对稳定状态．该特征表现可作为地电强震中期预报的又一个指标．

3.3 关于震中和强度的判定

根据强震地电趋势异常的扩展特征，接近震中台异常出现早，往外逐渐变晚．因此认为，地电趋势异常出现较早的地区可能是未来地震发生的地区．另外，异常信息量动态分布也明显指示出，震中区的强度大，往外则逐渐衰减．这也是判定震中的一个重要指标．

关于强度的判定，笔者曾研究了全国震例，给出了计算震级的统计公式

$$M_{S_i} = 1.620\lg(t_i r_i) - 0.602 \quad (\gamma = 0.934,\ \sigma_x = 0.626) \tag{2}$$

式中，r_i 为震源距；t_i 为相应台的异常持续时间(单位：天)．根据各台计算结果，取其平均值$\overline{M}_S$ 为所要预报的地震强度．随着异常时间 t_i 的不断延续，计算相应的震级，依次修正前面的震级．

4 结语

我国强地震是一个低概率事件，虽经30余年的监测，但获得强震地电前兆资料很少．本文对具有一定台网密度的强震地电前兆异常进行了研究．结果表明，强震前兆趋势异常变化具有稳定形态和扩展特征．其时空强动态分布表现出震中区前兆信息强度大，且随震中距的增大呈衰减趋势．震前1年左右，异常信息扩展范围和信息强度均趋于相对稳定．这些研究结果，为强震背景趋势判定和中期时间预报，提供了一些具有参考价值的指标．不足之处是文中使用震例资料有限．所得结果，如地电动态图象演变特征等是否具有普适性，仍有待震例资料的积累和检验．

参 考 文 献

陈颙．1988．探索地震前兆复杂性．见：陈颙主编．分形与混沌在地球科学中应用．北京：学术书刊出版社，28～29

国家地震局《一九七六年唐山地震》编写组．1982．一九七六年唐山地震．北京：地震出版社，172～173

梅世蓉，冯德益，张国民，等．1993．中国地震预报概论．北京：地震出版社，250

牛志仁．1978．构造地震的前兆理论．地球物理学报，**21**(3)：206～207

牛志仁，陈党民，1987．含有单一粗糙面的走滑断层和滑动弱化不稳定性．地震学报，**9**(3)：257～262

钱复业，赵玉林，于谋明，等．1982．地震前地电阻率异常变化．中国科学(B 辑)，(9)：833～839

四川省地震局编．1979．《一九七六年松潘地震》．北京：地震出版社，18～20

汪晓东，关华平．1992．地电阻率前兆与地电台台址-装置条件的关系研究．地震学报，**14**(3)：339～340

王志贤．1990．地电阻率震例异常特征及其与地震三要素关系初探．见：国家地震局科技监测司编．地震预报方法实用化研究文集地磁地电专辑．北京：学术书刊出版社，257～260

王志贤，彭远黔，王丽．1994．地电阻率短临前兆异常的判定方法研究．地震，(1)：88～95

王志贤，彭远黔，郑慰坤．1997．唐山地震地电阻率震时突变及前兆标志研究．中国地震，**13**(2)：189～195

张国民，傅征祥．1990．由岩体失稳讨论地震前兆的复杂性．地震研究，**21**(3)：220～221

第21卷 第2期 地 震 学 报 Vol. 21, No. 2
1999年3月 (194～201) ACTA SEISMOLOGICA SINICA Mar., 1999

张北-尚义地震的地下流体异常场及其成因分析*

车用太 鱼金子 刘五洲 易立新

(中国北京 100029 中国地震局地质研究所)

摘要 介绍了1998年1月10日张北-尚义 $M_S=6.2$ 地震前地下流体的典型异常，分析了异常场的基本特征，讨论了异常场的形成和演化. 研究结果表明，中长期、中期和短期异常场主要受构造活动的控制，临震与震时异常场主要受震源的控制. 因此，笔者提出了把地震预报科学探索的思路，由以"源"的过程追踪为主，调整到监视与把握"场"的动态的现实思路上来，从而实现有限的地震预报目标.

关键词 地震预报 地下流体 异常场 构造活动

引言

1998年1月10日11时50分，河北省张北县与尚义县交界地区发生了 $M_S=6.2$ 强震. 这次地震是1976年7月28日河北省唐山 $M_S=7.8$ 地震之后，发生在华北北部地区的3次主要强震之一. 这次强震，发生在连续多年被判定为年度重点监视区的京西北-晋冀蒙交界地震危险区内，震前有较好的中长期与中期预测，但没有实现临震预报.

笔者与华北北部地区有关省、市、自治区地震局及直属单位地下流体学科的科技人员，近3年来也一直关注该区的震情，开展一系列基础研究，跟踪震情变化，不仅实现了中期预报(车用太，鱼金子，1997)，而且提出了较好的短期预报意见(车用太等，1997，1998a；王基华等，1998；孙天林等，1997).

通过震前的震情跟踪与异常研究，尤其是通过震后科学总结与反思，确认了一批信度较高的地下流体异常，并以此为基础进行了地下流体异常场基本特征的研究及其成因的分析，认为中长期(震前1～3年)、中期(3个月～1年)与短期(震前7天～3个月)的地下流体异常场的形成与演化主要受构造活动场的影响，而临震(震前几分钟～几天)与震时异常场的形成则主要受震源体的控制. 这样的认识，无疑对现有地震预报科学探索的思路提出了质疑.

1 地下流体监测及其异常

华北北部地区(38°～42°N，108°～120°E)地震地下流体前兆观测井点约有90个，按水

* 国家"九五"攻关(95-04-01-04-01)子专题成果之一；地震科学联合基金会重点基金(95-07-433)资助项目.
1998-08-11收到初稿，1998-11-18收到修改稿并决定采用.

位、水氡、水温(地热)、水汞、气体(主要是 H_2，He，CO_2 及逸出氡气)五大类统计，约有 120 个观测项①.

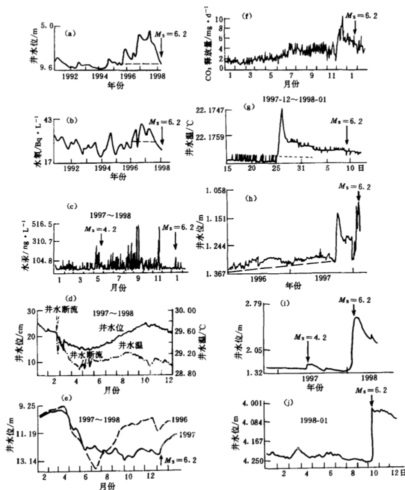


图 1　张北-尚义地震前华北北部地区地下流体的典型异常

(a)静乐井水位中长期异常；(b)定襄泉水氡中长期异常；(c) 怀来井水汞中期异常；

(d)太平庄井水温中期异常；(e)马头井水位中期异常；(f) 怀来断层气 CO_2 短期异常；

(g) 塔院井水温短期异常；(h)五里营井水位短临一震时异常；

(i)万全井水位震时异常；(j) 兴和井水位震时异常

张北-尚义地震前发现并跟踪的异常和震后确认的较为可靠的地下流体异常，共有 29 个井点、47 个测项. 按异常出现的时间与五大类测项统计，异常分类如表 1 所示.

① 车用太，王吉易，黄辅琼，等，1998. 地下流体学科张北-尚义地震科学总结与反思报告.

上述异常中，较为典型的异常，如图 1 所示. 除上述异常之外，1997 年 9～10 月间，在延怀盆地的赤城、宣化、张家口、矾山等地的冷热井泉水中，发现大面积大幅度的 H_2 与 He 异常. 异常幅度较正常背景高几十倍乃至几百倍，表现出一次强震前地壳深部气体强烈释放的异常.

表 1 张北-尚义地震前华北北部地区地下流体异常分类统计

类别	中长期	中期	短期	临震	震时
水位	12	6	3	1	4
水氡	7	1	0	0	0
水温	2	1	2	0	1
水汞	0	2	0	0	0
气体	0	3	2	0	0
小计	21	13	7	1	5

2 地下流体异常场的基本特征

2.1 地下流体异常的空间分布

张北-尚义地震前地下流体异常分布较广，主要分布在 112°～120°E、38°～41°N 范围内. 如图 2a 所示，异常井的分布表现出较明显的条带性，即主要沿着 NW 向的张-渤带与 NE 向的山西带展布，特别是 NW 向展布的特征更为明显. 地下流体异常展布的条带性图象，与 1995～1997 年间华北北部地区 $M_S \geqslant 4.0$ 地震活动分布图象(图 2b)十分相似. 这次地震前地下流体异常井点的震中距，最远可达 430 km(河北昌黎井水氡)，最近为 26 km(内蒙古兴和井水位). 不同震中距范围内的异常井点数量分布，如图 3a 所示. 由图可见，异常集中出现在震中距 100～400 km 范围内，占异常总数的 86%.

这次地震前地下流体异常的空间分布，还表现出异常井点主要沿活动断裂带分布的特征. 如图 3b 所示. 83%的异常出现在距活动断裂的水平距离≤5 km 的井点上，特别是约有 50%的异常井点的位置距活动断裂的距离≤1 km，而远离活动断裂带的井点出现异常很少.

2.2 地下流体异常的时间分布

张北-尚义地震前，地下流体异常最早出现于 1994 年 7～8 月间，主要是一批水位与水氡的高值异常. 这批异常值出现后，发生了两次强震，即张北-尚义地震外还发生了 1996 年 5 月 3 日包头西 $M_S=6.4$ 地震. 因此，还不能把这批异常全归结于张北-尚义地震的异常，但又不能完全分开异常的属性. 张北-尚义地震前地下流体异常的时间分布，表现出 3 个基本特征：其一是随着发震时间的到来，异常井数与项数表现出增多的趋势；其二是异常井数与项数的增长过程是起伏式的(表 2)；其三是中长期异常以水位和水氡异常为主，中期异常以水温、水汞和气体异常为主，到短临阶段则以水位、气体和水温异常为主.

对上述异常中的水位与水氡的中长期高值异常的性质，曾进行过专题研究. 分析研究了水位高值与年降雨量的关系、与城市地下水开采量的关系、与地表水渗入补给的关系，以及水氡高值与井水位的关系等，排除了这种高值异常可能是气象、水文及人类活动引起的“伪“异常的可能性，并进一步论证了作为地震异常的可信性(车用太等，1997).

表 2 张北-尚义地震前地下流体异常的时间分布

震前时间/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13～24	25～36
总项数	2	3	0	3	3	2	1	1	4	0	0	0	4	9
水位	1	1	0	2	1	2	1	1	0	0	0	0	1	9
水氡	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	0
水温	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
水汞	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0
气体	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0

图 2　华北北部地区地下流体异常与地震活动的空间分布

(a)地下流体异常分布图；(b)$M_S \geq 4.0$ 中强地震分布图

图 3　不同井震距范围(a)和不同断裂距范围(b)内异常井点分布

2.3　地下流体异常的时空演化

地下流体异常的时空演化，主要表现出异常空间的展布，随发震时间的到来由无序趋向有序、由外围向震中迁移的特征. 图 4 所示为张北-尚义地震前的中长期、中期和短期阶段地下流体异常井点的展布图. 在中长期阶段，异常展布是零散的，在远离震中(300～400 km)的河北省唐山地区与山西省忻定盆地及距震中仅几十公里的内蒙古乌兰察布盟，同时出现了水位与水氡的高值趋势性异常(图 4a)；到中期阶段，异常数量明显增多，而且呈现出条带状展布的特征(图 4b)；到短期阶段，异常主要出现在距震中不远(100～200 km)的

地方，但在震中区尚未见到明显异常(图 4c). 因此，从总体上看，张北-尚义地震前，地下流体异常表现出由外围向震中迁移的趋势(图 4d).

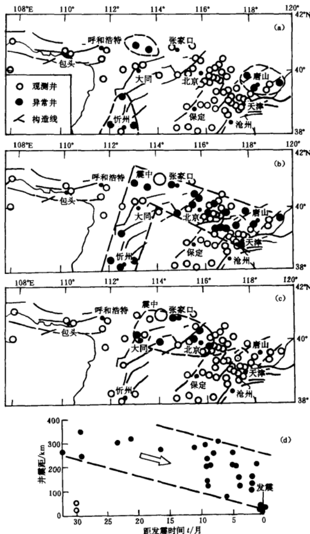


图 4　张北-尚义地震前不同阶段地下流体异常的时空演化图

(a)中长期阶段；(b)中期阶段；(c)短期阶段；(d)时空演变趋势

在不同阶段，地下流体异常形态上也表现出一定差异. 中长期阶段以缓变类上升型异常为主；到中期阶段以阶变类突升或突降型异常为主；到短期阶段则在震中邻区开始出现大幅度阶变类(可称剧变类)异常，如怀来 ($\Delta=120$ km)断层带 CO_2 释放量异常较背景值高 10 倍，塔院井($\Delta=205$ km)水温突升幅度达正常日变幅 13 倍，五里营井($\Delta=147$ km)水位

频繁出现幅度达70～80 mm的负脉冲等.

2.4　震中区地下流体的临震宏观异常

张北-尚义地震后，笔者赴震区进行多方面现场调查. 地下流体宏观异常调查结果(刘五洲等，1998)引人深思. 震中区确实出现了一批地下流体的显著异常，其中包括井水位的上升与下降，泉流量的增大与减少乃至断流、井泉水的变浑变味等. 这些异常，多数是在震后一、二个小时发现的，现在很难判定多数异常开始的确切时间. 然而，部分异常确实是在震前发现的，最为典型的是张北县大河乡寒淖台村西南泉池水异常，震前一个小时发现泉池水上涌与变浑. 因此，有理由推测这些宏观异常可能始于震前一定时间. 在华北地区其它强震前也有一批震前异常与震时异常同向变化的先例(汪成民，尹伯忠，1982).

这些宏观异常的空间分布，表现出一定的规律性. 如图5所示，震中区(大体上以烈度Ⅷ度线圈定区为代表)井水位以下降为主，泉水流量以减少为主，个别泉水断流；而震中外围区井水位多上升，升幅可达1～2 m，泉水流量多增大，有的泉水流量增大2～3倍.

如果这些异常，确实是震前几小时乃至几分钟开始出现，则可以认为震中区的异常出现于临震阶段，其形态以剧变类为主. 而这样的推测，与随着发震时间的到来，地下流体异常在空间上由外围向震中迁移、地下流体异常的形态类型为缓变类→阶变类→剧变类的演化，完全吻合.

3　地下流体异常场成因的分析

3.1　中长期—短期异常场的成因

长期以来，国内外地震预报专家们，总是认为地震前兆异常主要来自震源体的活动，前兆场的演化受震源体发展过程的控制(郭增建等，1979). 其实不尽如此，特别是在中长期—短期阶段基本上不是这样. 张北-尚义地震的地下流体异常的特征，进一步肯定了后一种认识.

如果震源过程控制前兆场，那么前兆场的展布理应与震级大小相匹配，而且前兆场范围应该有限，如M_S=6.2地震，前兆场展布范围的理论值应不超过70～80 km. 但实际观测到的前兆场尺度比该值大几倍. 此外，并不表现出随震中距的变小，而异常井或异常项密度增加和剧变类异常增多的趋势.

支持地下流体中长期—短期异常不是来自震源观点的另一证据，是异常过程和发震时间的关系，如图6所示. 地下流体异常与发震时间的关系概化为4种类型：①图6a所示的地下流体异常开始出现后还不到峰值(或转折)时发震；②图6b所示异常发展到峰值时发震；③图6c为异常峰值过后发震；④图6d为异常全部结束后发震. 如果异常是震源过程产生的，那么②型关系中的地下流体异常是典型的震源过程产生的，③型关系也可能与震源过程有关. 然而，在张北-尚义地震前恰恰没有发现②型关系，③型关系也不占优势(表3). 从4种关系类型与井震距的关系上看，②型关系与③型关系应主要出现在距震中较近的地方. 然而，事实上也不是这样.(如表4所示).

另一方面，值得注意的事实是，地下流体中长期、中期与短期异常井点，大多数分布在距活动断裂较近(≤5 km)的距离内，离断裂较远处的观测井点上出现的异常为数不多，即使在离震中较近的地方也是这样. 距断裂≤1 km井点出现的异常占绝对优势. 因此，笔

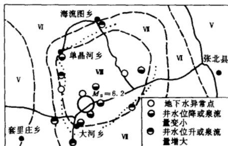


图5 张北-尚义地震前震中及其外围地下流体宏观异常展布图

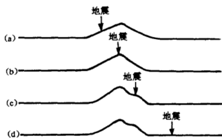


图6 张北-尚义地震前地下流体异常过程与发震时间关系概化图

者认为，中长期—短期阶段的地下流体异常是断裂活动产生的，并非是震源体演化的结果，地下流体异常场是区域构造活动的成因. 显而易见，地下流体异常的主体是场兆，而不是源兆.

表3 张北-尚义地震前地下流体异常过程与发震时间关系统计

关系类型	①型关系	②型关系	③型关系	④型关系
所占比例	20%	0%	30%	50%

表4 张北-尚义地震前4种关系的震中距分布

关系类型	①型关系	②型关系	③型关系	④型关系
出现井震距/km	100～124		26～430	68～205

3.2 临震异常场的成因

临震阶段在震中及其外围出现的地下流体异常，具有源兆的性质，即可能是震源体活动产生的异常. 这是因为，不仅异常的展布是围绕着震中区的，异常的形态多为剧变型，而且异常性质强烈表现出震中区膨胀与外围区压缩的特征. 这种特征，与震后现场调查揭示出的震中区地面相对隆起与外围区相对下沉的地形变异常(车用太等，1998b)基本吻合.

4 结论与讨论

通过以上分析，可以得到如下基本结论：

(1) 张北-尚义地震前地下流体异常，多数信噪比很大，信度高，在国内外同类震例中少见.

(2)地下流体异常的时空分布表现出一定的规律性，特别是异常井点的空间展布呈条带性，异常井数随时间表现出起伏式增长的趋势.

(3) 地下流体异常的时空演化，表现出由外围向震中迁移的特征，而且在中长期阶段零星散布，中期阶段呈条带状分布，短期阶段在震中外围集中以及临震阶段在震中区集中出现.

(4)不同阶段地下流体异常的主体形态有差异. 中长期阶段以缓变类异常为主；中期阶段开始出现阶变类异常；短期阶段以阶变类异常为主，有少量剧变类异常；临震阶段则全为剧变类异常.

(5)不同阶段地下流体异常的主要测项也有差别. 中长期阶段以水位和水氡异常为主；中期阶段以水温和水汞异常为主；短期阶段以水温、水位和气体(CO_2，H_2，He)异常为主；临震阶段则以水位异常为主.

(6) 中长期—短期阶段地下流体异常是以区域断裂活动产生的场兆为主体，临震阶段的异常则以震源体活动产生的源兆为主.

鉴于上述认识，笔者提出如下建议：

(1)现阶段地震预报的科学探索中，应进一步加强地下流体的监测与研究，这有利于提高短临阶段发震时间的判定能力.

(2)不仅要继续重视以“源”为基础的传统预报思路，而且必需强化以“场”为基础的新预报思路.

(3)加强现今构造活动信息的监测研究，特别要加强可能最灵敏地反映现今构造活动微动态的流体热动态与断裂放气动态的监测与研究.

本研究得到河北省地震局王吉易，中国地震局分析预报中心孙振敖和黄辅琼，中国地震局地质研究所王基华、张培仁和朱清钟，山西省地震局王爱英、范雪芳和张淑亮，以及内蒙古地震局高立新、燕志强等同志的协助，在此一并表示谢意.

参 考 文 献

车用太，鱼金子. 1997. 地下流体的源兆、场兆、远兆及其在地震预报中的意义. 地震，**19**(3)：283～289

车用太，鱼金子，谷元珠，等. 1997. 华北地区地下水高值异常与1998年地震预测. 见：国家地震局地质研究所编. 地震危险性预测研究(1998年度). 北京：地震出版社，69～76

车用太，王基华，林元武，等. 1998a. 张北-尚义地震前的地下流体异常及其跟踪预报. 地震地质，**20**(2)：94～104

车用太，刘五洲，王基华，等. 1998b. 张北-尚义地震典型地段的地表破坏. 地震地质，**20**(2)：179～182

郭增建，秦保燕. 1979. 震源物理. 北京：地震也版社，70～87

刘五洲，车用太，林元武，等. 1998. 张北-尚义地震宏观异常的震后调查与分析. 地震地质，**20**(2)：183～188

孙天林，邢玉安，孙振敖，等. 1997. 地下流体异常与1998年地震趋势分析. 见：国家地震局分析预报中心编. 中国地震趋势预测研究(1998年度). 北京：地震出版社，188～195

汪成民，尹伯忠. 1982. 唐山地震前地下水位异常变化. 一九七六年唐山地震. 北京：地震出版社，266～276

王基华，林元武，高松升. 1998. 怀来断层气 CO_2 监测及张北-尚义地震的短期预报. 地震地质，**20**(2)：113～116

第 21 卷 第 2 期
1999 年 3 月 (202~207)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

多维观测系统的地震综合信息提取

杜 方 程万正 吴 江 吴碧春

(中国成都 610041 四川省地震局)

摘要 利用四川各台、各手段前兆单项信息源和四川分带区地震活动性参数序列，首先对多前兆观测量和地震活动性参数进行无量纲化处理，获得归一化的多前兆信息源和震兆信息源；并将典范相关分析方法、协方差谱分析方法用于多前兆信息源和震兆信息源的综合信息提取.

关键词 地震预报 数据处理 相关分析 谱分析

引言

在地震预报探索研究的 30 年进程中，无论从震兆还是前兆都积累了丰富的资料. 长期的地震预报实践和大量的震例总结研究以及“七五”、“八五”攻关，前兆和震兆都从各自的观测手段和分析方法，提取了各单项的预报指标(程万正，1994). 但由于地震发生在地壳内，地壳介质的力学状态是十分复杂的，同类型的地震或不同类型的地震，在各台各手段的监测中的响应是不尽相同的，这给地震三要素的预报增加了难度. 因而，在地震预报研究的探索中，人们一刻也没有放松对地震综合预报研究的探索，一直在寻找地震综合预报指标，将各种复杂前兆信息和震兆信息进行综合研究，识别提取综合信息，以期作出地震三要素的综合预报.

与前兆、震兆单项学科预报研究一样，地震综合预报在“七五”、“八五”攻关中得到了很快的发展，已有一些方法在地震预报实际中得到广泛应用(罗兰格，程万正，1995)，而且这些方法有一些互补性，在很大程度上提高了地震三要素的预测信度. 但地震预报目前仍是世界上的科学难题，人们还没有完全解开这道难题. 从我国 30 多年的预报研究表明，地震预报不仅是前兆观测各学科的渗透，而且还是前兆各学科和震兆的互相渗透. 本研究正是在前人综合预报研究的基础上(梅世蓉等，1993;国家地震局科技监测司，1989)，利用典范相关分析方法和协方差谱分析方法提取地震前兆、震兆异常的综合判别指标的新尝试.

1 资料预处理和无量纲化

1.1 原始数据准备

观测资料采用各台各手段始测以来的日均值、5 日均值或旬均值等，补充缺数采用拉

* 中国地震局“九五”攻关(95-04-01-01-11)子专题研究项目.
1998-06-22 收到初稿，1999-01-15 收到修改稿.

格朗日一元 n 点插值,即有观测序列

$$y_1,\ y_2,\ \cdots,\ y_t = \{y_i\} \qquad i = 1,\ 2,\ \cdots,\ t \tag{1}$$

各台各手段根据自身特点，对干扰采用不同的数学方法消除其影响

$$u_i = y_i - \tilde{y}_i \qquad i = 1,\ 2,\ \cdots,\ t \tag{2}$$

式中，$\tilde{y}_i$ 为 y_i 的拟合周期项或趋势项.

1.2　无量纲处理

利用排除干扰项的序列

$$u_1,\ u_2,\ \cdots,\ u_t = \{u_i\} \qquad i = 1,\ 2,\ 3,\ \cdots,\ t$$

拟合求得趋势异常项和剩余项

$$\Delta u_i = u_i - \tilde{u}_i \qquad i = 1, 2,\ \cdots, t \tag{3}$$

式中，u_i 为观测量瞬时值，$\tilde{u}_i$ 为趋势项瞬时值，Δu_i 为剩余瞬时值.

在进行多前兆观测序列综合信息提取时，可取 $\tilde{u}_i$ 项分析观测系统的中短期异常，而取 Δu_i 项分析观测系统的短临异常.

若取趋势项 $\tilde{u}_i(i=1,\ 2,\ \cdots,\ t)$，则可得无量纲化序列

$$\delta_i(\tilde{u}_i) = \frac{\tilde{u}_i^2}{[\,E(\tilde{u}_i)\,]^2} \tag{4}$$

式中，$E(\tilde{u}_i)$ 为 $\tilde{u}_i$ 的数学期望. 若取剩余项 $\Delta u_i(i=1,\ 2,\ \cdots\ ,t)$，则同理可得 $\delta_i(\Delta u_i)$.

获得的 $\delta_i(\tilde{u}_i)$ 和 $\delta_i(\Delta u_i)$ 均为系统的无量纲化数据. 分别描述各序列的趋势项变化和短临项变化，可分别提取序列的中长趋势异常和短临异常.

2　多维观测时间序列的典范相关分析

典范相关分析是研究多维变量之间综合相关信息的一种统计学方法. 在多维前兆观测序列的分析中，一定区域内前兆观测序列处于同一孕震系统，因此，我们常常要研究一部分变量与另一部分变量之间的相关性，也就是研究多维变量彼此之间的相关关系，和分析研究不同台站同类观测量或不同类观测量序列相关性变化.

分析采用上述前兆观测的无量纲化序列 $\delta_i(\tilde{u}_i)$ 和 $\delta_i(\Delta u_i)$，用 y 表示 $\delta_i(\tilde{u}_i)$ 或 $\delta_i(\Delta u_i)$，研究变量组的相关关系

$$Y_1 = (y_1^{(1)},\ y_2^{(1)},\ \cdots,\ y_{P_1}^{(1)})^{\mathrm{T}} \qquad Y_2 = (y_1^{(2)},\ y_2^{(2)},\ \cdots,\ y_{P_2}^{(2)})^{\mathrm{T}} \tag{5}$$

其中，$P_1 \leqslant P_2$，且 $P_1+P_2=P$. 一种自然的方法是求出第 1 组 P_1 个变量与第 2 组 P_2 个变量之间 $P_1\times P_2$ 个相关系数，根据计算中得到的相关系数阵来进行比较分析. 更科学的作法是，分别找出第 1 组和第 2 组变量的某个线性组合，即找到 Y_1 和 Y_2 的两个新变量 u 和 v.

$$u = \alpha^{\mathrm{T}} Y_1 \qquad \alpha = (a_{11},\ a_{12},\cdots,\ a_{1P_1}) \tag{6}$$

$$v = \beta^{\mathrm{T}} Y_2 \qquad \beta = (b_{11},\ b_{12},\ \cdots,\ b_{1P_1}) \tag{7}$$

问题归结为寻找向量 α, β, 使得 u 和 v 之间的相关系数

$$\rho(u,v) = \frac{\mathrm{cov}(u,v)}{\sqrt{(\mathrm{var}(u)\mathrm{var}(v)}} \tag{8}$$

达到极大. 转化求广义特征问题，则可求得 r 个非零广义特征根 $\lambda_i(i=1,2,3,\ \cdots,r)$(肖云

茹，1994；方开泰，1992；王学仁，1982），并定义

$$
\begin{cases}
f_1(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = (\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r)^{1/r} \qquad f_2(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = \dfrac{1}{r}\sum_{i=1}^{r}\lambda_i \\
f_3(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = \max\limits_{1\leqslant i\leqslant r}(\lambda_i) \qquad f_4(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = \min\limits_{1\leqslant i\leqslant r}(\lambda_i) \\
f_5(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = \left(\dfrac{1}{r}\sum_{i=1}^{r}\lambda_i^{-1}\right)^{-1} \\
f_6(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = \dfrac{1}{r}\sum_{i=1}^{r}\lambda_i \qquad (\lambda_i > 0) \\
f_7(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = j - \dfrac{\sum_{i=1}^{j}\lambda_i}{\lambda_j} \\
f_8(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r) = \dfrac{1}{r}\left|\lg\dfrac{\left|\sum_{i=1}^{r}\lambda_i(t+2)\right|}{\left|\sum_{i=1}^{r}\lambda_i(t)\right|}\right|
\end{cases}
\tag{9}
$$

该方法可在多维前兆观测序列、测震学参数序列的任意时间窗内滑动计算，从而获得多维时间序列综合信息变化.

3 多维观测序列的协方差谱分析

设有多台两种观测手段 X，Y，各有 P 个台站，获得时间($i=1$，2，3，…，t) 序列观测值(无量纲化序列值)

$$
\begin{cases}
\boldsymbol{X} = [X_{1_i}, X_{2_i}, \cdots, X_{P_i}]^{\mathrm{T}} \\
\boldsymbol{Y} = [Y_{1_i}, Y_{2_i}, \cdots, Y_{P_i}]^{\mathrm{T}}
\end{cases}
$$

可得协方差阵

$$
\boldsymbol{D}_{ZZ} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{D}_{XX} & \boldsymbol{D}_{XY} \\ \boldsymbol{D}_{YX} & \boldsymbol{D}_{YY} \end{bmatrix} \tag{10}
$$

式中，$\boldsymbol{D}_{XX}$和 $\boldsymbol{D}_{YY}$均为对称阵，则可对 $\boldsymbol{D}_{XX}$和 $\boldsymbol{D}_{YY}$作谱分析

$$
\boldsymbol{D}_{XX} = \boldsymbol{H}_X\boldsymbol{\lambda}_X\boldsymbol{H}_X^{\mathrm{T}} \qquad \boldsymbol{D}_{YY} = \boldsymbol{H}_Y\boldsymbol{\lambda}_Y\boldsymbol{H}_Y^{\mathrm{T}} \tag{11}
$$

式中，$\boldsymbol{H}_X\boldsymbol{H}_X^{\mathrm{T}}=\boldsymbol{E}$，$\boldsymbol{H}_Y\boldsymbol{H}_Y^{\mathrm{T}}=\boldsymbol{E}$. $\boldsymbol{\lambda}_X$ 和 $\boldsymbol{\lambda}_Y$ 分别为 $\boldsymbol{D}_{XX}$，$\boldsymbol{D}_{YY}$的特征值对角阵；$\boldsymbol{H}_X$ 和 $\boldsymbol{H}_Y$ 为相应的特征向量(北京大学，1978；李德仁，1988).

式(10)中 $\boldsymbol{D}_{XY}=\boldsymbol{D}_{YX}$为非对角阵，存在 m 个线性无关的特征向量，则存在可逆矩阵 $\boldsymbol{P}$，使得

$$
\boldsymbol{\lambda}_{XY} = \boldsymbol{P}^{-1}\boldsymbol{D}_{XY}\boldsymbol{P} \tag{12}
$$

$\boldsymbol{H}_{XT}$为相应的特征向量(北京大学，1978). 特征向量 $\boldsymbol{H}_X$，$\boldsymbol{H}_Y$ 和 $\boldsymbol{H}_{XY}$分别组成各自彼此独立的特征轴系，半轴的长度为 $\boldsymbol{\lambda}_X$，$\boldsymbol{\lambda}_Y$，$\boldsymbol{\lambda}_{XY}$的各分量，在几何上它代表一个 m 维的超椭球($m=1$，2，3，…，p)，从前兆观测分析则可看成是一个 m 维的信息椭球，则

$$
\lambda_{X_{\max}} = \max(\boldsymbol{\lambda}_X) \qquad \lambda_{Y_{\max}} = \max(\boldsymbol{\lambda}_Y) \qquad \lambda_{XY_{\max}} = \max(\boldsymbol{\lambda}_{XY}) \tag{13}
$$

描述信息椭球的最大半径. $\boldsymbol{D}_{XX}$，$\boldsymbol{D}_{YY}$，$\boldsymbol{D}_{XY}$的行列式

$$\xi_X = \det(\boldsymbol{D}_{XX}) \qquad \xi_Y = \det(\boldsymbol{D}_{YY}) \qquad \xi_{XY} = \det(\boldsymbol{D}_{XY}) \tag{14}$$

则描述了 m 维信息椭球的体积. 由此可知，$\lambda_{\max}$，ξ 均反映了前兆观测系统的综合信息.

4　计算结果及分析

4.1　典范相关计算结果

我们选用四川地区跨鲜水河断裂带的定点形变台的蠕变观测和四川境内 11 个深井水位观测序列资料作为前兆信息源，同时选择巴塘、理塘地区地震活动资料计算获得该区的震兆信息源.

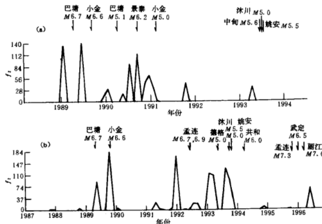


图 1　综合分析 f_2 时序曲线

(a) 使用 5 个台 10 条边蠕变观测和巴塘、理塘地震区地震活动序列资料；(b) 使用四川地区 11 口井水位观测资料

图 1a 为鲜水河跨断层 5 个台 10 条边的蠕变观测序列与巴塘、理塘地区测震学参数的典范相关分析获得的 f_2 值时序曲线，图 1b 为四川地区地下水 11 个深井水位间典范相关分析获得的 f_2 值时序曲线. 从图 1b 可知，f_2 高值与四川及邻区的地震对应情况较好，鲜水河跨断层蠕变观测与巴塘、理塘地区测震学参数综合，f_2 值在巴塘 6.7 级强震群和小金 6.6级地震前均出现突出的高值异常，在其它巴塘 5.1 级、景泰 6.2 级、小金 5.0 级等中强地震震前，f_2 也出现明显高值异常. 从整体 f_2 时序曲线看，f_2 值与震级似乎有一定的关系，f_2 值异常值越高反映震级越大，说明 f_2 值突出了跨断层与区域测震参数的综合信息. 图 1b 是地下水深井水位的 f_2 时序曲线. 四川地区地下水深井分布较广，f_2 值对四川及邻区的中强地震均有一定的反映. 总的来说，多台地下水位经计算获得的 f_2 值在区域及邻区中强地震发生前明显突升，即地下水各台的异常得到综合，突出了强震前的异常信息.

由于篇幅所限，本文没有将计算的 f_1，f_2，…，f_8 值的综合时序曲线一一列出，这里只选取了 f_2 较典型的时序曲线. 从 f 值时序曲线异常的应震统计，震前存在较突出的 f 值上升或下降. 异常出现的时间大部分在震前 3 个月左右，也有在震前 1 年左右出现的. 异常的量级与参与信息合成的前兆序列信息源和震兆信息源有关.

4.2 协方差谱分析计算结果

根据协方差谱分析特点，我们选用了四川地区地下水10个深井水位观测、6个水化台的水氡观测以及跨鲜水河断裂5个蠕变观测台10条测边资料．由于受各手段台网分布的不均匀所限，这里只对各手段各自作了多台观测序列的协方差谱分析，并选取不同步长进行计算．

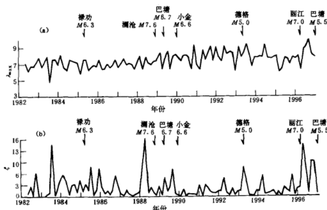


图2 四川地区地下水10个深井观测序列的综合分析 λ_{max}，ξ 时序曲线

图2是计算的四川地区地下水10个深井 λ_{max}，ξ 时序曲线．从图可看出，曲线变化与四川及邻区的地震有较好的对应关系，在禄劝6.3级地震、澜沧7.6级地震、巴塘6.7级震群、小金6.6级地震、巴塘5.5级地震前，均有不同程度的异常出现．图2a为 λ_{max} 时序曲线．λ_{max} 反映了群体异常中的主信息．在中强地震发生前，λ_{max} 主信息表现出较大幅度的波动变化．ξ 则反映出多维信息椭球的体积，也即多维信息的合成．ξ 时序曲线较明显地突出了震前的多台异常综合信息(图2b)．

计算中采用日均值、5日均值、旬均值等序列作系统的信息源，可以获得不同时间尺度的异常信息．计算步长对系统主信息和综合信息的提取有一定影响，一般可选固定步长分析，应用震例作经验性预报．对于一年尺度乃至短期异常的提取，可选取日均值、5日均值或旬均值作为系统信息源，步长选取10～15天为宜．从计算可知，λ_{max} 和 ξ 的变化决定于参与计算的系统信息源的数量和质量，一般参与计算的台项不应太少，观测台项少影响整个观测系统的综合信息量．同时还要注意对单台项重大仪器、环境或人为干扰的排除．3种不同前兆手段的计算，不难看出观测台网分布均匀则有利于系统主信息和综合信息的提取，也就是说前兆手段台网分布均匀且范围大，则系统的信息源丰富，能较有效地突出研究区域及邻区中强地震前的综合前兆信息．

对于一个研究区域，各手段台网分布均匀，可选取多种手段参与协方差谱分析，通过分析不仅能获得单手段多台项的系统主信息和综合信息，而且能获得各手段多台项的系统主信息和综合信息．据多台项的 λ_{max}，ξ 时序曲线异常的应震情况分析，中强地震发生前 λ_{max} 时序曲线会出现较明显的起伏波动，反映出区域内应力、应变调整变化．这种变化在震

时和震后也有较明显的反映，一般异常出现的时间在震前一年左右，异常的量级与选取台项的数量和质量有关．对于 ξ 时序曲线则反映出多台异常信息的合成，使各台分散的地震前兆信息对 ξ 都产生贡献，因而 ξ 时序曲线在震前有较突出的异常综合信息．ξ 的综合异常信息一般在强震前一年左右出现增强，异常的量级也与参与信息合成的台项数量和质量有关．在实际应用中，可选取质量较好的观测序列参与计算，同时选择固定数量的观测序列参与信息合成，从而可获得单手段多台项和多手段多台项的综合性 λ_{max} 和 ξ 前兆异常指标.

5　结语

一次中强地震的发生需要一定的孕震过程．在孕震过程中，孕震初期或前期，区域应变能处于较平衡的积累时期，区域地壳介质的力学状态较平稳，地壳介质的均匀性无明显的变化，这一时期反映的场信息为均匀而随机的信息．但当进入孕震后期或临震阶段，区域构造应力的积累和调整发生变化，会打破区域地壳介质力学的平稳状态而发生较明显的变化，相应区域内的前兆观测序列表现出各种异常变化信息．因此，对前兆观测序列、震兆序列参数作典范相关分析、协方差谱分析，能较好地提取观测系统的综合前兆信息，从大震前复杂的观测序列中可能获得综合异常判据.

本研究采用典范相关分析和协方差谱分析，通过固定台网提取多维信息源使得大震前的异常信息较明显地增益．方法突出了孕震区域的整体演化状况，实质是将监测区域作为整体系统来处理．在孕震过程中，各监测点由于处于不同的构造环境，因而，观测序列表现出不同形态和量级的异常信息，通过计算处理从复杂的单项信息源中提取获得区域系统的综合信息.

由于受监测台网不均匀的限制，我们在实际计算中没有做不同地球物理和地球化学量间的综合分析．若能选取不同监测量作多元信息，台网分布均匀，这样可以增强孕震区各监测点异常信息的贡献，使得综合异常信息明显增强．通过相对稳定监测系统的分析，可能会获得监测区及邻区大震孕震综合异常判定的定量指标．本研究仅仅是地震综合预报研究的新尝试，还有待今后进一步深入研究.

参 考 文 献

北京大学．1978．高等代数．北京：高等教育出版社，289～364

程万正．1994．四川中短期地震预报研究．成都：成都地图出版社，199～212

方开泰．1992．实用多元统计分析．上海：华东师范大学出版社，339～359

国家地震局科技监测司．1989．综合预报分册．北京：地震出版社，65～278

李德仁．1988．误差处理和可靠性理论．北京：测绘出版社，37～53

罗兰格，程万正．1995．各类地震异常短临前兆标志体系及综合预报方法研究．地震，(增刊)：118～124

梅世蓉，冯德益，张国民，等．1993．中国地震预报概论．北京：地震出版社，27～38

王学仁，1982．地质数据的多变量统计分析．北京：科学出版社，94～138

肖云茹．1994．概率统计计算方法．天津：南开大学出版社，349～370

第 21 卷 第 2 期
1999 年 3 月 (208～213)
地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA
Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

研究简报

华北地区地震学指标的定量对比筛选及其综合预报方法研究*

周翠英[1)] 朱元清[2)] 王红卫[1)] 梁凯莉[1)]
李 平[2)] 郭爱香[1)]

1) 中国济南 250014 山东省地震局
2) 中国上海 200062 上海市地震局

关键词 对比筛选法 定量筛选 地震学 参数 综合预报

在现今的地震预报工作中，地震学方法是首选且必不可少的方法. 据粗略统计，目前用于我国地震预报的地震学参数有上百个之多. 参数繁多，虽可任意选用，但也带来许多麻烦. “多多益善”，工作量太大，“择优录用”，难以确定哪些更好. 在国家地震局组织的实用化攻关和“八五”地震短临预报攻关中，虽然对大多数地震学参数都给出了效能评价，但由于各家研究中采用的资料、样本数以及评价原则等不尽一致，据此也很难确定哪些可优先采用，哪些可以摈弃. 因此，如何在诸多地震学参数中统一筛择，以便在预报中实现少而优，是目前地震预报工作者首先面临的问题. 以往的参数选择，多数只使用有震震例，而无大震区情形如何常不得而知，这就很难摈弃“虚假异常”；其次的问题是，由于地震孕育过程的非线性及复杂性，其演化过程的非唯一和不确定使得其“震兆”常常因时、因地、因震而异，这导致了使用单参数预报常常落空. 为了能较好地解决上述问题，本文探索以一种新的指标筛选法——“对比筛选法”选取地震学单项参数，在此基础上提取地震学综合预报指标. 其基本思路是：在对各参量进行合理归一化基础上，使用华北地区“有大震”和“无大震”两类样本，对一些地震学单项基本参数进行定量化对比筛选，从中获取“有震异常”和“无震正常”参量指标，并依其映震信息强弱进行加权合成，由此得到一种对于华北不同地区具普适意义的综合预报指标，同时发展一种新的地震学综合预报方法，我们简称其为 SQIP 方法.

1 资料的选取及预处理

1.1 资料的选取和样本的确定

研究区取大华北(30°～42°N, 110°～125°E)区，“有震”样本的下限震级为 5.5(M_L，下同). “有震”和“无震”对象选取 1973 年以后的“有大震”(含 5.5 级以上主震)和“无大震”(不含 5.5 级以上主震)区. 计算参数使用的地震资料取 1970 年以来各区台网控制能力下限以上的主震目录(剔除 $M_L \geqslant 5.5$ 地震序列余震)，所使用的“有震”震例在表 1 中列出. 为增加有震样本，还补充了 110°E 以西的 3 次中强震(表 1).

将研究区划分为以 3°×3°为窗、1°为步长，滑动划定了 130 个子区(图 1)，抽出“有大震”区为“有震”

* 中国地震局“九五”攻关课题(95-04-03-04-02)部分研究成果.
1998-03-27 收到初稿，1998-09-01 收到修改稿，1998-11-05 决定采用.

样本区，随机抽取“无大震”区为“无震”样本区．“有震”和“无震”学习对象分别取“有震”区发震前 1 个月和无震区基本无邻区大震影响时段(月)．

表 1　本文学习和检验使用的震例($M_L \geqslant 5.5$)有关参数一览表

序号	发震时间	发震地点			震级	样本	所在子	检验
	年-月-日	北纬	东经	地名	(M_L)	属性	区号	结果
1	1974-04-22	31°27′	119°19′	溧阳	5.8	学习	A_{080}	✓
2	1975-02-04	40°42′	122°42′	海城	7.4	学习	A_{119}	✓
3	1976-04-06	40°14′	112°12′	和林格尔	6.5	学习	HELI	×
4	1976-07-28	39°38′	118°11′	唐山	7.9	学习	A_{078}	✓
5	1978-05-18	40°42′	122°36′	海城	6.3	学习	A_{119}	✓
6	1979-07-09	31°27′	119°15′	溧阳	6.3	学习	A_{080}	✓
7	1980-01-08	40°16′	124°59′	北黄海	6.0	学习	A_{129}	✓
8	1981-08-13	40°30′	113°25′	丰镇	5.8	学习	A_{029}	✓
9	1981-11-09	37°26′	114°58′	宁晋	6.1	学习	A_{036}	✓
10	1983-11-07	35°16′	115°17′	菏泽	6.2	学习	A_{034}	✓
11	1984-05-21	32°29′	121°36′	南黄海	6.2	学习	A_{101}	×
12	1985-11-30	37°14′	114°49′	隆尧	5.6	学习	A_{036}	×
13	1989-10-19	39°57′	113°49′	大同	6.1	学习	A_{028}	✓
14	1990-02-10	31°41′	121°00′	常熟	5.5	学习	A_{090}	✓
15	1991-01-29	38°28′	112°32′	原平	5.5	学习	A_{017}	✓
16	1992-01-23	35°12′	121°04′	南黄海	5.6	学习	A_{104}	✓
17	1995-09-20	34°58′	118°06′	苍山	5.6	学习	A_{073}	✓
18	1976-09-23	40°05′	106°21′	巴音木仁	6.4	学习	BAYI	✓
19	1979-08-25	41°14′	108°07′	五原	6.3	学习	WUYA	✓
20	1996-05-03	40°47′	109°41′	包头	6.6	学习	BAOT	×
21	1973-12-31	38°28′	116°33′	河间	5.6	检验	A_{057}	×
22	1975-09-02	32°54′	121°48′	南黄海	5.7	检验	A_{101}	✓
23	1978-08-30	38°18′	124°08′	北黄海	5.4	检验	A_{128}	✓
24	1979-05-22	31°06′	110°28′	巴东	5.5	检验	A_{000}	✓
25	1979-06-19	37°06′	111°52′	介休	5.5	检验	A_{006}	×
26	1991-03-26	39°58′	113°51′	大同	6.1	检验	A_{028}	✓
27	1991-05-30	39°41′	118°16′	唐山	5.6	检验	A_{078}	×
28	1994-07-26	35°02′	124°23′	南黄海	5.6	检验	A_{104}	✓
29	1996-11-09	31°50′	123°06′	长江口东	6.4	检验	A_{120}	✓
30	1997-07-28	33°43′	122°10′	南黄海	5.5	检验	A_{113}	✓
31	1998-01-10	41°06′	114°18′	张北	6.2	检验	A_{029}	×

1.2　资料的预处理

选取预报中常用的几种相对独立的地震学基本参数，即频度 N、能量 E 和 $\lg E$、缺震 QZ、地震活动度 S 值(谷继成，魏富胜，1987)、震级频度关系系数 b 值、地震集中度 C_1 值(顾方琦，1985)、地震平静参数 βn(韩渭宾等，1997)、地震时间熵 qt(王琳瑛，朱传镇，1988)，以及 η 值(赵振，1983)等作为参选参数，使用中国地震局分析预报中心地震数据库给出的目录资料，经剔除余震后，以 $\lg N = a - bM$ 关系线确定各子区震级下限 M_0，使用大于 M_0 的主震目录参加参数计算．以周翠英等(1994)给出“对比筛选法”中的两种归一化方法对参数进行归一化：① 求取参数的相对变化量，即统计时段的参量值和本区该参量长期平均水平之比，以其作为统计量；② 以各参量不同时段的相对变化率作为统计量．这里的长期平均水平是经两次剔除离散点求均值获得．考虑到地震平静幕和活跃幕地震总体水平的差异，本文长期均值的取法较周翠英等(1994)给出的稍有改变，是以样本时段前 5 年资料求取的均值作为长期平均水平而取代以

全部资料求取的长期均值. 将按以上方法归一化的两类参量的名称分别冠以 Y 和 V 以示区别，即第 1 类归化量以 YN1，YN3，YE1 等符号命名，后一种归化量则以 VN1.3，VN6.12，Vb6.12 等符号命名，具体

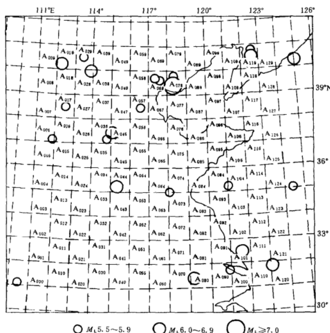


图 1 本文使用的震例(M_L≥5.5)及研究区范围和子区划分.
图中数码为研究子区名称，每一子区为以名称所在格子为中心的 3°×3°范围

含义参见周翠英等(1994)的对比筛选法. 取时间窗 1 年，逐月滑动求取每一个研究子区由上述参数不同时间组合所得到的近 70 项单项参量值，以备筛选.

2 参数的筛选及预报指标的确定

2.1 单项参数的筛选结果及其指标阈值的确定

确定一组研究对象(含“有震”和“无震”两类)用于指标筛选试验，每组对象一般在 45～55 个之间. 取华北地区 20 个发生 M_L≥5.5 地震的子区发震前一个月为“有震”对象，随机选定某些“无震”区无周围大震影响时段(年、月)作为“无震”对象. 对于某一参量，每一个对象有一个取值，所有对象的取值组成该项参量的取值组. 筛选的具体做法是，在该组参量的取值范围内找到两个阈值点，将其划分为大、中、小 3 个区间. 对已经归一化的参量，有震对象前肯定是取值过大或过小者居多(对应高活动或低活动异常). 因此不断调整两个阈值，使得有震对象在大值和小值区间内足够多(占有震对象 70%以上)，而无震对象在其间足够少(占无震对象的 30%以下). 反之亦然，且需有 P_D-P_N≥30%. 其中，P_D 和 P_N 分别表示有震类(D 类)和无震类(N 类)对象在同一区间内所占各自相应类别对象总数的比例. 如此处理所有参量，将可否找到符合上述规则的阈值点作为参量的取舍标准，逐一分析每种参量，且不断改变试验样本组合(替换对象)，以观察所选参数及阈值的稳定性. 由数十次试验结果可以看出，大约有 20 余项参数可找到符合规则的阈值点，其 P_D-P_N 一般在 30%～60%之间. 因此，它们可作为被选中的参数得以保留，而其

取值的两个阈值点则定量化地确定了"正常"和"异常"指标.

2.2 综合预报指标确定

将筛选试验中使用的各组对象作为预测样本，在筛选出来的 20 余项参量中择优选其中的 19 项、13 项和 11 项用于预测试验，以确定综合指标.

按单参量映震信息强弱(即 P_D-P_N 值的大小)赋于选定的参量不同权重，经改变对象、改变指标数、改变权重值多次多组试验，分析其预测检验结果，最终确定了表 2 所列 13 项参数及相应阈值和权重作为预测参量最好，并由实验得到其预测规则为：当对象前 13 项参数中有 50%以上为异常时，该对象被判定为危险类(D)，即其后有大震危险. 否则为安全类(N)，其后无大震. 由此，13 项参量中异常指标比值 P 值被确定为综合预报参量，而 $P=50\%$ 则为判断参量"异常"和"正常"的定量阈值指标. P 值的具体表达式为

$$P = n_a/N \tag{1}$$

式中，n_a 为经加权后的异常参量数，N 为参量总数. P 值为异常参量数占参量总数的百分比，其物理含义可理解为某一对象前所显示的有震异常信息量.

表 2　最终筛选出的单项参数及其阈值和合成综合指标使用的加权数

序号	使用参数		阈值(预测组使用)		加权数
	名称	含义	1	2	
1	YN*1	对象前 1 个月 $M_L\geq3$ 地震频度的相对变化量	−0.197	1.891	0.65
2	YE1	对象前 1 个月 $M_L\geq M_0$ 地震能量的相对变化量	−0.409	0.873	1.10
3	YE3	对象前 3 个月 $M_L\geq M_0$ 地震能量的相对变化量	−0.524	−0.482	1.50
4	YS1	对象前 1 个月 $M_L\geq M_0$ 地震活动度 S 值的相对变化量	−0.059	0.097	1.00
5	YS3	对象前 3 个月 $M_L\geq M_0$ 地震活动度 S 值的相对变化量	−0.064	0.080	0.90
6	VQZ1.12	对象前 1 个月与前 12 个月缺震值之比	0.956	1.105	1.30
7	Vb1.12	对象前 1 个月与前 12 个月 b 值之比	0.819	1.837	0.20
8	YQZ3	对象前 3 个月的缺震值	−0.013	0.091	0.80
9	YQZ12	对象前 12 个月的缺震值	−0.130	0.009	0.80
10	YC1	对象前 1 个月的 C_1 值	0.000	1.745	1.05
11	YC3	对象前 3 个月的 C_1 值	0.000	1.699	0.95
12	VC1.12	对象前 1 个月与前 12 个月 C_1 值之比	0.328	1.097	1.00
13	Ybtn12	对象前 12 个月的 βn 值	−2.325	1.243	0.75

3 结果检验

3.1 内符检验

依据上节中确定的综合指标，对 55 组学习对象进行内符预测检验，其中 20 个有震对象报错(漏报)4 个(参见表 1)，35 个无震对象报错(虚报)1 个. 以下式评分标准(许绍燮，1989)，即

$$R(\text{报准率}) = 1 - a(\text{漏报率}) - b(\text{虚报率}) \tag{2}$$

对检验结果进行评分，R 值为 0.771. 按有震报对数和漏报数查 97.5%置信水平下的 R_0 值表，R_0 为 0.208，R 值远高于 R_0，表明该综合指标有较好的预报效能.

3.2 外推检验

在图 1 所示的 130 个子区中，随机抽出 42 个子区，按不同时间组合组成 59 个检验对象进行外推检验. 其中 11 个有震对象报错 4 个(参见表 1)，48 个无震对象报错 8 个，符合率为 0.797，计算 R 值为 0.468. 由表 1 可见，漏报的 4 次地震中，3 次为震级偏低者，且其中有两次为超晚期强余震，这类地震一般异常信息较弱.

3.3　时空扫描试验

考虑到计算资料的滑动延迟作用，试验对象从1973年开始．仍以3°×3°区间且滑动1°计算130个子区的P值．每年取6月和12月两组值绘制全区P值空间等值线图，同时也绘制了1976年4月和林格尔6.5级、1975年2月海城7.4级、1983年11月菏泽6.2级和1984年南黄海6.2级等典型地震前一个月的P值等值线图，并在每张图上标出其后2年内$M_L \geqslant 5.0$地震(大于6级地震取2.5年)，分析地震与异常区的对应情况．图2给出了几个实例．

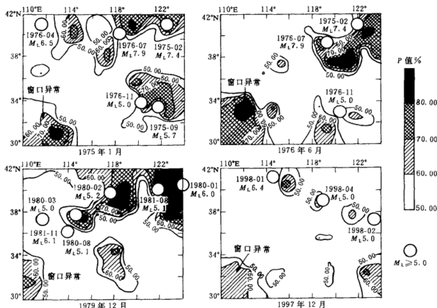


图2　华北地区P值时空扫描实例

据粗略统计，剔除直接余震后，自1973年以来，华北地区共发生$M_L \geqslant 5.0$地震58次．震前不同时间、不同程度出现异常的有55次，占地震总数95%．这些异常多在震前2年或1年内开始出现，一般震级越大异常出现越早，少数大地震异常开始于震前2.9～2.5年，震前1年或半年左右开始收缩或减弱，有的甚至结束，但多数持续至发震．其中异常在震前半年仍持续的有42次，约占有异常地震总数的70%；在震前1年到半年之间结束的有5次，震前1年左右或1年前结束的有5次，约各占总数的14%左右．

异常区确定为：① $P \geqslant 50\%$区域大于2°×2°；② 若异常范围大于4°×4°、小于8°×8°则计为2个区．全部57幅图中共出现异常区235个(次)，除去窗口异常区49个(次)，净异常区186个(次)，其后2.5年内有震对应的为131个(次)(在不同张图中有效时限内出现的同一次地震分别参加统计)，约占异常总数70%，虚报数约为30%．仍按许氏评分，计算上述检验结果R值约为0.65．

大致统计57幅图中异常区总面积约为2 190平方度，而57幅图累计总面积为9 576平方度，异常面积约占总面积的23%，，除去窗口异常区，异常区面积约占总面积的20%．

另外，我们还进行了部分子区的时间扫描试验，也取得了较理想结果．

4　结论和讨论

(1) 关于 SQIP 方法. 经多次试验筛选，得到了应用于华北地区效能较高且较为稳定的地震学单项参量指标，并形成了较好的综合参量 P 和相应的指标阈值，给出了判断规则. 我们将以此规则和指标作出预报的方法称为地震学定量综合预报方法(Seismological Quantitative Integrated Prediction Method)，简称为 SQIP 方法. 经内符、外推和时空扫描检验，表明 SQIP 方法所依据的综合指标 P 值不仅具有定量性和在华北地区较好的普适性特点，也有较好的预报效果，它可以在华北地区 90%以上的 $M_L \geqslant 5.0$ 地震前 2.5 年内显示出异常，预报区仅占研究区域的 20%. 因此，对华北地区的中强地震预报具有较高实用价值.

(2) 关于窗口异常效应和华北区窗口异常. 在实际检验中发现某些区域具有一定的窗口效应，这些区多在华北区 5.5 级以上特别是 6 级以上地震前 2 年或 1 年左右出现，在对应地震发生前较短时间内或发生后消失，但其本区长期以来很少有 5 级以上地震发生. 1989 年以前，湖北巴东姊归一带(30°～34°N，110°～113°E)、安徽霍山至湖北麻城一带(30°～33°N，114°～117°E)窗口效应明显. 1989 年大同地震前后，又增添了山西运城至临汾一带(34°～37°N，110°～114°E). 因此，这些区可作为华北地区大地震的预报“窗口”，这比小震频度“窗口”更具稳定性，也更为实用. 上节中提到的“窗口异常”即指这类异常.

(3) 关于对比筛选法. 以对比筛选法使用“有震”和“无震”两类样本，可以较为有效地摈弃“虚假异常”，而将含孕震信息强的“异常”指标提取出来，因此，可以其用于其它参数甚至其它学科异常指标筛选. 由于筛选中对地震学参数进行了归一化，使所获单项和综合指标至少在研究区范围内具有普适意义. 同时，由于定量筛选获取了定量化的判别指标，应用中易于规范异常，因此得到的预报指标更具实用价值.

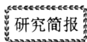
参　考　文　献

韩渭宾，廖志和，王维恩，等. 1997. 川滇分带地震学短期综合预报方法的研究. 见：国家地震局预测预防司编，地震预报的理论与方法——“八五”攻关三级课题论文集. 北京：地震出版社，72～80
顾方琦. 1985. 地震空间集中度的另一种表示方法及其在地震预报中的应用. 地震：(4)：1～8
谷继成，魏富胜. 1987. 论地震活动性的定量化：地震活动度. 中国地震，**3**(增刊)：12～22
王琳瑛，朱传镇. 1988. 郯庐断裂带地震时空分布的统计特征及其强震危险性估计. 中国地震，**4**(3)：80～85
许绍燮. 1989. 地震预报能力评分. 见：国家地震局科技监测司编. 地震预报方法实用化攻关文集——地震学专集. 北京：学术期刊出版社，586～590
赵振. 1983. 大震前震级-频度关系中参数 η 的减小. 地震科学研究，**14**(1)：5～9
周翠英，蒋海昆，王红卫，等. 1994. 地震学预报指标的一种提取方法——对比筛选法. 地震，**14**(4)：14～22

第21卷 第2期
1999年3月 (214~217)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999



动态损伤 $D(t)$ 及其在孕震状态监测中的物理意义*

程万正

(中国成都 610041 四川省地震局)

关键词 动态损伤 损伤度 孕震状态监测

当岩体内部含有微观或宏观裂隙时便认为受到损伤(Damage). 因为这些内部的裂隙并不总是能简化为一个或数个宏观裂纹，尤其在疲劳和蠕变条件下，宏观断裂前往往在薄弱区出现许多微观裂隙，或存在一个"损伤区". 近年将这类微观裂隙的力学作用理解为连续变量场或损伤场，采用损伤统计力学方法，即研究受损岩体的性质变化，也研究直到出现宏观断裂以前的整个演化过程.

1 动态损伤

损伤是材料内部微缺陷形成和发展的结果，是其结构状态的一种不可逆的、耗能的演变过程. 国内外许多学者，如 Krajcinovic(1981~1983)，Grady 和 Kipp(1980)、楼志文(1991)、尹双增(1992)以及杨光松(1995)将材料中存在的微缺陷理解为连续的变量场或称损伤场. 研究方法之一是以材料的表观现象为依据，采用连续介质损伤力学(Continuum Damage Mechanics)的唯象方法，通过力学和数学的分析与计算，研究微缺陷的发展及其对材料性能的影响. 这一宏观的也是唯象的方法虽然需要微观模型的启发，但并不需要直接从微观机制导出宏观量之间的理论关系式，只要求所建立的模型以及由模型导出的推论和分析结果与实际相符，以用于材料的宏观力学性能测试. 一般针对不同损伤过程，可以选取不同的损伤变量;同一损伤过程，也可以选取不同形式的损伤变量来刻画.

基于 Walsh(1965)以及 Grand 和 Kipp(1987)含裂隙物体的近似微结构分析方法，考虑其弹性模量降低与单位体积内的裂隙数 λ 及其动态破坏线尺度 r 下的范围(体积 V)有关，因此，表征岩体的损伤程度可以写为

$$D = \lambda V \tag{1}$$

表示到时间 t 时的动态损伤是从过去所有时刻 t_0(0 到 t 时段内)开始活化的裂纹球型体积的叠加

$$D(t) = \int_0^t \lambda(t_0) V(t - t_0) \mathrm{d}t_0 \tag{2}$$

$\lambda(t_0)$表示了裂隙总数中参加活动的裂隙活动率，取其密度(时间)分布函数.

对此，所研究的裂隙分布数与岩体所受应变有关. Jaeger 和 Cook(1969)以及 Grand 和 Kipp(1987)曾选用双参数的 Weibull 分布

$$\lambda(t) = K\epsilon^{g}(t) \tag{3}$$

式中，λ 为应变小于或等于 ϵ 时就能活动的裂隙数目;K 是表征岩体状态性质的参数;g 为积累损伤的增长速率. Costin(1987)也采用 Weibull 强度分布律，表示了在宏观体积 V 中至少能激活一条裂隙的概率，这

---

* 中国地震局"九五"课题(95-04-05-01-02).
1998-08-11 收到初稿，1999-03-01 决定采用.

里或用于表示岩体裂隙分布律，也可表述为宏观岩体内破坏尺寸小于一定线度尺度的分布律. Turcotte (1991)也曾用 Weibull 分布示出了岩体碎块大小与频度的经验关系.

令常应变率为 $\dot{\epsilon}_0$，则在过去时间 t 的长期应变作用示为

$$\epsilon(t) = \dot{\epsilon}_0 t \qquad \text{则}\ \lambda(t_0) = K\,\dot{\epsilon}_0^g\, t^g \tag{4}$$

从裂隙分布 λ 得到概率密度函数

$$\dot{\lambda}(t) = \frac{d\lambda}{dt} = Kg\,\dot{\epsilon}_0^g\, t^{g-1} \tag{5}$$

到时刻 t 时，岩体自 t_0 时刻开始活化的裂纹活动规模将取决于经过的时间 $(t-t_0)$ 及这一时段的应变量. 宏观上，一定微破裂总体线尺度水平 L_n 下的宏观损伤速率 μ 决定损伤区的范围或体积

$$V(t-t_0) = \frac{4}{3}\pi\left(\frac{L_n}{2}\right)^3 = \frac{4}{3}\pi\mu^3(t-t_0)^3 \tag{6}$$

因此，基于常应变速率下裂隙分布律的损伤积分方程，可给出 t 时刻的动态损伤

$$D(t) = \int_0^t \frac{4}{3}\pi Kg\,\dot{\epsilon}_0^g\,\mu^3 t_0^{g-1}(t-t_0)^3\,dt_0 \tag{7}$$

据式(5)，代入 $\lambda(t_0)$ 表达式，再利用 β 函数形式求积

$$\int_a^b (x-a)^{p-1}(b-x)^{q-1}dx = (b-a)^{p+q-1}\beta(p,q) \tag{8}$$

式(7)中，$P=g, q=4, a=0, b=t, x=t_0$，$dx=dt_0$，则

$$D(t) = \frac{4}{3}\pi Kg\,\dot{\epsilon}_0^g\,\mu^3 t^{g+3}\beta(g,4) = \frac{4}{3}\pi Kg\,\dot{\epsilon}_0^g\,\mu^3 t^{g+3}\frac{\Gamma(g)\Gamma(4)}{\Gamma(g+4)} \tag{9}$$

式中，Γ 为伽玛函数，到 t 时宏观岩体内动态积累损伤参量的一般式为

$$D(t) = 8\pi K\dot{\epsilon}_0^g\mu^3 t^{g+3}F^{-1} \tag{10}$$

所谓动态，即与时间 t 有关. 动态损伤 $D(t)$ 参量不仅与持续应变量和宏观损伤发生率 μ 成正比，也与岩体内状态参数 K、g 有关，式中

$$F^{-1} = \frac{1}{(g+3)\,(g+2)\,(g+1)}$$

将式(6)中宏观损伤速率 μ 以微破裂尺度 L_n 表示

$$\mu^3 = L_n^3/8t^3 \tag{11}$$

再将式(4)和(11)代入式(10)，得

$$D(t) = \pi L_n^3\lambda(t)F^{-1} \tag{12}$$

引入国家地震局震害防御司编(1992)利用全世界震例($M=0.5\sim8.5$)给出的震源断层长度 L_n 和震级关系式

$$\lg L_n \pm 0.5 = 1.35 + 0.44(M-6) = 0.44M - 1.29 \tag{13}$$

取

$$L_n^3 = 10^{(C_1 M - C_0)} \tag{14}$$

浅源强地震是地壳内岩体的微缺陷损伤演化到宏观断裂的过程. 大量试验(陈颙，1989；秦四清等，1993)证实，随着外荷载增加，当变形达到一定程度后，岩石内部出现微破裂的丛集，并逐渐向未来大断裂面附近集中. 其丛集过程必然使声发射信号强度增大，b 值降低. 由震级频度关系 $\lg N = a - bM$、Aki (1981)和陈颙(1989)导出震源断层的分维值 $D_f = 2b$. 说明：从岩样受载破裂到强震发生造成的数百千米的断裂带，其自相似标度关系存在且相互统一. 因此，这里将微裂隙分布 $\lambda(t)$ 以相应时间 t 内微破裂尺度下的地震分布表示

$$\lambda(t) = \int_{M_0}^{M_u} 10^{a-bM}dM \tag{15}$$

取式(14)、(15)代入式(12)，则孕震区动态损伤参量的具体计算式写为

$$D(t)=\pi F^{-1}\int_{M_0}^{M_u}10^{[(a-C_0)\cdot(b-C_1)M]}\mathrm{d}M=\frac{\pi 10^A(10^{-BM_0}-10^{-BM_u})}{B\cdot F\cdot L_n10}=\frac{\pi 10^A(10^{BM_u}-10^{BM_0})}{BFL_n10\cdot 10^{B(M_u+M_0)}} \tag{16}$$

式中，$A=a-C_0$，$B=b-C_1$；考虑震源体的拟合系数变化范围，由式(13)和(14)知，$C_0=3.87\pm0.17$，$C_1=1.32\pm0.17$. $F=(g+3)(g+2)(g+1)$. 式中 g 参量见下节分析.

2 积累损伤和速率

Krajcinovic(1983)和尹双增(1992)曾将损伤变量用破坏强度的 Weibull 分布函数表示其演变规律. Grand 和 Kipp(1987)使裂隙损伤活化参数直接服从于应力 σ、碎块尺度 L_n 和应变 ε 的依从关系. 吴政和张承娟(1996)认为，岩体损伤变量 D 与加载过程中微裂隙的分布相类似也有双参数的 Weibull 分布.

因此，据式(3)积累损伤也可表示为应变 ε 的函数形式

$$D(\varepsilon)=1-\exp[-\int_0^t\lambda(\varepsilon)\mathrm{d}t]=1-\exp[-(\frac{k\varepsilon^{(g+1)}(t)}{g+1})] \tag{17}$$

令 $\alpha=g+1$，$\beta=\sqrt[\alpha]{\frac{\alpha}{k}}$ 有简写式

$$D(\varepsilon)=1-\exp[-(\frac{\varepsilon(t)}{\beta})^{\alpha}] \tag{18}$$

式中，α 为形状参数；α 和 β 为非负数.

Davison 和 Stevens(1973)根据热力学关系式，在张性载荷作用下给出弹性应变能 U 释放率的一般式

$$\frac{\partial U}{\partial\varepsilon}=\sigma=E_0(1-D)\varepsilon(t) \tag{19}$$

由内状态损伤变量 $D(\varepsilon)$ 表示了应力-应变关系；E_0 为岩石固有弹性模量. Costin(1987)以及 Grand 和 Kipp(1987)都给出过类似的固有弹性模量因损伤逐渐衰减变化的连续损伤力学的基本关系式.

将式(18)代入式(19)，有

$$\sigma=E_0\varepsilon(t)\exp[-(\frac{\varepsilon(t)}{\beta})^{\alpha}] \tag{20}$$

$$\frac{\mathrm{d}\sigma}{\mathrm{d}\varepsilon}=E_0[1-\alpha(\frac{\varepsilon(t)}{\beta})^{\alpha}]\exp[-(\frac{\varepsilon(t)}{\beta})^{\alpha}] \tag{21}$$

可由应力应变关系(图)给出几何条件，当 $\varepsilon=0$ 时，$\sigma=0$；当 $\varepsilon=0$ 时，$\mathrm{d}\sigma/\mathrm{d}\varepsilon=E_0$；当 $\varepsilon=\varepsilon_{max}$时，$\sigma=\sigma_{max}$；$\varepsilon_{max}$和 σ_{max}分别为峰荷应变应力值.

据式(21)，当 $\varepsilon\to\varepsilon_{max}$，$\frac{\mathrm{d}\sigma}{\mathrm{d}\varepsilon}\to 0$；近似有

$$\alpha(\frac{\varepsilon(t)}{\beta})^{\alpha}=1 \tag{22}$$

则

$$\beta=\frac{\varepsilon_{max}}{(\frac{1}{\alpha})^{1/\alpha}} \tag{23}$$

进一步推得

$$D(\varepsilon)=1-\exp[-\frac{1}{\alpha}(\frac{\varepsilon(t)}{\varepsilon_{max}})^{\alpha}] \tag{24}$$

为宏观岩体损伤演化的一般方程. 其损伤度与所受到的动态应变强度 $\varepsilon(t)$、弹性模量 E_0 和峰荷应变 ε_{max} 等参量有关.

若令 $\varepsilon(t)\to\varepsilon_{max}$时的损伤值形式上表示为极限损伤 $D_c(\varepsilon)$. 此时由式(20)在峰荷应力、应变条件下

$$\frac{\sigma_{max}}{E_0\varepsilon_{max}}=\exp[-(\frac{\varepsilon(t)}{\beta})^{\alpha}] \tag{25}$$

取对数，并引入式(22)

$$\ln\frac{\sigma_{max}}{E_0\varepsilon_{max}}=-\frac{1}{\alpha} \tag{26}$$

因 $\varepsilon(t)\to\varepsilon_{max}$，则由式(24)

$$D_c(\epsilon) = 1 - \exp\left(-\frac{1}{\alpha}\right) = 1 - \exp\left(\ln\frac{\sigma_{max}}{E_0\epsilon_{max}}\right) \tag{27}$$

式(27)表示了与岩体弹性模量有关的损伤度在极限应力、应变条件下的极限值.

为了求取孕震区由中小地震活动揭示的动态损伤程度随时间的演化，据式(17)和式(4)，有

$$D(\epsilon) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{K(\dot{\epsilon}_0 t)^{g+1}}{g+1}\right)\right] = 1 - p(t) \tag{28}$$

这里，约定 $p(t)$ 是至 t 时区域微震活动的动态累积增长概率. 若对 $1/p(t)$ 取两次对数，有

$$\ln\ln\frac{1}{p(t)} = \ln\left(\frac{K(\dot{\epsilon}_0^{g+1})}{g+1}\right) + (g+1)\ln t \tag{29}$$

此式给出了式(16)中，据实际地震活动资料求取积累损伤速率 g 参量的方法.

3 结语

本文提出的动态损伤 $D(t)$ 是区域地下微震破裂的综合表征量. 它反映了不同地区在不同时期微破裂分布加剧或平静的实际，刻画了区域地壳承受的平均应力强度水平或接近强度极限的损伤程度. 具体表现在平均微破裂强度、频度和微破裂在时间-空间上的集中程度；各时窗内 $\ln\ln(1/p(t))$-$\ln t$ 曲线斜率的变化表现在 g 值的增加或减小. 当参数 b 值减小、g 增大时反映中小地震破裂在连续数个 Δt_i 时段的增大. 因此，动态损伤度 $D(t) \propto g$ 和 Mu，随积累增长速率 g、分布震级的增大而增大，随 b 值的减小而增大. 反之，动态损伤度则减小.

参 考 文 献

陈颙. 1989. 分形与浑沌在地球科学中的应用. 北京：学术期刊出版社，97～104

国家地震局震害防御司编. 1992. 地震工作手册. 北京：地震出版社，603

楼志文. 1991. 损伤力学基础. 西安：西安交通大学出版社，1～107

秦四清，李造鼎，张倬元，等. 1993. 岩石声发射技术概论. 西安：西安交通大学出版社，36～59

吴政，张承娟. 1996. 单向荷载作用下岩石损伤模型及其力学特征的研究. 岩石力学与工程学报，**15**(1)：55～61

杨光松. 1995. 损伤力学与复合材料损伤. 北京：国防工业出版社，1～103

尹双增. 1992. 断裂损伤理论及应用. 北京：清华大学出版社，323～376

Costin L S 著. 1987；尹祥础等译. 1992. 岩石断裂力学. 北京：地震出版社，180～226

Grand D E, Kipp M E 著. 1987；尹祥础等译. 1992. 岩石断裂力学. 北京：地震出版社，454～501

Turcotte D L 著. 1991；陈颙，郑捷，季颖译. 1993. 分形与混沌在地质学和地球物理学中的应用. 北京：地震出版社，21～36

Aki K. 1981. Probabilistic synthesis of precursory phenomena. In: Simpson D W, Richards P G (eds). *Earthguake Prediction*. Washington, D C: AGU, 566～571

Davison L, Stevens A L. 1973. Thermomechanical constitution of spalling elastic bodies. *J Appl Ph ys*, **44**(2): 668～674

Grady D E, Kipp M E. 1980. Continuum modelling of explosive fracture in oil shale. *Int J Rock Mech Min Sci Geomech Abstr*, **17**:147～157

Jaeger J C, Cook N G W. 1969. *Fundamentals of Rook Mechanics*. 3rd Ed. New York: Chapman and Hall

Krajcinovic D, Fonseka G U. 1981. The Continuous damage of brittle materials. *J Appl Mech*, **48**: 809～824

Krajcinovic D, 1982. Statistical aspects of the continous damage theory. *Int J Solid Structures*. **18**(7): 551～562

Krajcinovic D, 1983. Constitutive equations for damaging platerials. *J Appl Mech*, **50**: 355～360

Krajcinovic D, 1984. Continuum damage mechanics. *Apple Mech Reviews*, **37**(1):1～6

Walsh J B, 1965. The effect of cracks on the compressibility of rock. *J Geophys Res*, **70**:381～389

第21卷 第2期
1999年3月 (218~221)

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA

Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

研究简报

故障诊断法在地震预报中的应用*

戴英华[1)] 刘永强[2)] 孙佩卿[1)]

1)中国石家庄 050021 河北省地震局
2)中国石家庄 050051 河北科技大学

关键词 故障诊断 地震 综合预报 应用

故障诊断技术是一门应用型的边缘学科，其基本内容是根据动态系统的外部特征来判断系统内部是否发生故障，以及确定故障发生的部位和时间、大小等因素．由于故障诊断技术在监测和诊断故障的思想上与地震预报有很多相似之处，故将故障诊断技术的一些方法移植到地震预报领域是一项有意义的工作．

我们知道，在大震前，通常会有许多的异常发生，所以人们将这些异常选作为前兆因子，通过研究这些因子的变化趋势来预报地震．但这些因子除了受地震因素的影响外，往往还受许多非地震因素的影响，因此，如何从这些因子中排除非震因素的影响是很重要的．我们将这些因子受地震因素的影响看作是动态系统中发生的故障，而将地震的发生认为是动态系统的故障发展的最终结果——发生重大事故，则就可以用故障诊断的方法，从这些因子中提取故障信息——预报因子的震情信息，并用这些震情信息进行故障预报——预报地震．

1 故障诊断方法

现有的故障检测与诊断方法很多，本文将采用 Liu 等(1994)的方法来提取故障信息．

我们考虑如下线性时变动态系统：

$$Y(k) + a_1(k)Y(k-1) + \cdots + a_n(k)Y(k-n) = b_1(k)u(k-1) + \cdots + b_m(k)u(k-m) + e^0(k) \tag{1}$$

为方便起见，将上式写成如下的向量形式：

$$Y(k) = \Phi^{\mathrm{T}}(k)\theta(k) + e^0(k) \tag{2}$$

$$\Phi^{\mathrm{T}}(k) = [-Y(k-1), \cdots, -Y(k-n), u(k-1), \cdots, u(k-m)]$$

$$\theta^{\mathrm{T}}(k) = [a_1, \cdots, a_n(k), b_1(k), \cdots, b_m(k)]$$

其中，$Y(k)$为输出；$u(k)$为输入；$e^0(k)$为噪声序列，其均值为0，方差为σ^2；$\theta(k)$为$n+m$维时变参数向量．

若将时变系统正常时的参数向量记为$\theta^0(k)$，其变化规律满足如下的自回归模型：

$$\theta^0(k) = AD(k-1) + \varphi(k) \tag{3}$$

* 中国地震局 95-04 项目．
1998-06-22 收到初稿，1998-09-07 收到修改稿并决定采用．

其中

$$
\boldsymbol{A}=\begin{bmatrix}
a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{1l_1} & 0 & & & \cdots & & 0 \\
 & 0 & & & a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{2l_2} & \cdots & 0 \\
 & \vdots & & & \vdots & & & \vdots & & \vdots \\
 & 0 & & & 0 & & & \cdots & a_{ni} \quad \cdots & a_{n+m,l_{n+m}}
\end{bmatrix}
$$

$$
\boldsymbol{D}(k-1)=\begin{bmatrix}
\theta_1^0(k-1) \\
\theta_1^0(k-2) \\
\cdots \\
\theta_1^0(k-S_1) \\
\theta_2^0(k-1) \\
\cdots \\
\theta_2^0(k-S_2) \\
\cdots \\
\theta_{n+m}^0(k-1) \\
\cdots \\
\theta_{n+m}^0(k-S_{n+m})
\end{bmatrix}
\qquad
\boldsymbol{\varphi}(k)=\begin{bmatrix}
e_1(k) \\
\cdots \\
e_{n+m}(k)
\end{bmatrix}
$$

这里，$\boldsymbol{A}$ 为时变参数向量 $\boldsymbol{\theta}^0(k)$ 的自回归系数矩阵. 其中，a_{11}，a_{12}，…，a_{1l} 为 $\theta_i^0(k)$ 自回归系数，$\boldsymbol{D}(k-1)$ 为由 $\boldsymbol{\theta}^0(k)$ 的历史数据构成的数据向量. $\boldsymbol{\varphi}(k)$ 为零均值高斯白噪声向量. $e_i(k)$ 为零均值高斯的噪声序列.

若系统发生参数故障，则有

$$\theta(k)=\theta^0(k)+\Delta\theta(k) \tag{4}$$

其中，$\Delta\theta(k)$ 为参数故障向量，这时有

$$Y(k)=\Phi^{\mathrm{T}}(k)[\theta^0(k)+\Delta\theta(k)]+e^0(k)=\Phi^{\mathrm{T}}(k)\theta^0(k)+\Phi^{\mathrm{T}}(k)\Delta\theta(k)+e^0(k)$$

令

$$e(k)=\Phi^{\mathrm{T}}(k)\Delta\theta(k)+e^0(k) \tag{5}$$

则有

$$Y(k)=\Phi^{\mathrm{T}}(k)\theta^0(k)+e(k) \tag{6}$$

显然，$e(k)$ 包含两部分：一是零均值高斯白噪声；另一是故障信息. 若系统正常，即 $\Delta\theta(k)=0$，则有期望值 $E[e(k)]=0$；若系统有故障，即 $\Delta\theta(k)\neq 0$，则有

$$E[e(K)]=\Phi^{\mathrm{T}}(k)\Delta\theta(k)\neq 0$$

因此，$e(k)$ 就是我们要提取的系统的故障信息. 通过对 $e(k)$ 的均值作统计检验，就可知道是否发生故障.

在实际应用时，由于 $\Delta\theta(k)$ 和 $e^0(k)$ 是未知的，我们不能由式(5)求出 $e(k)$，而是先由式(3)求出 $\theta^0(k)$ 的预报值 $\hat{\theta}^0(k)$，然后再由式(6)求出 $e(k)$ 的估计值

$$\hat{e}(k)=Y(k)-\Phi^{\mathrm{T}}(k)\hat{\theta}(k) \tag{7}$$

在获得 $\hat{e}(k)$ 后，故障发展状态的预报问题，可以利用 BP 神经网络来完成. 其中，用 $\hat{e}(k)$ 作为 BP 网络的输入，而以故障状态作为 BP 网络的输出.

2　故障诊断技术在地震预报中的应用

本研究中，我们选前 3 年中每年最大震级的平均值和 $A(b)$ 值作为输入 $Y_1(k)$ 和 $Y_2(k)$，下一年度华北

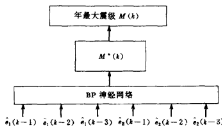


图 1　故障诊断预报系统示意图

的最大震级 M 作为输出，如图 1 所示. 图 1 中，$M(k)$为第 k 年的最大震级；$\hat{e}_1(k-1)$、$\hat{e}_1(k-2)$、$\hat{e}_1(k-3)$分别为第 $k-1$ 年、第 $k-2$ 年和第 $k-3$ 年从 Y_1 中提取的故障信息；$\hat{e}_2(k-1)$、$\hat{e}_2(k-2)$、$\hat{e}_2(k-3)$分别为第 $k-1$ 年、第 $k-2$ 年、第 $k-3$ 年从 Y_2 中提取的故障信息.

为了求出 $\hat{e}_1(k)$和 $\hat{e}_2(k)$，需要分别建立与 $Y_1(k)$和 $Y_2(k)$相应的式(1)和式(3)，它们分别是

$$Y_1(k) = a_{11}(k)Y_1(k-1) + a_{12}(k)Y_1(k-2) + a_{13}(k)Y_1(k-3) + e_1^0(k) = \boldsymbol{\Phi}_1^{\mathrm{T}}(k)\theta_1(k) + e_1^0(k) \tag{8}$$

$$Y_2(k) = a_{21}(k)Y_2(k-1) + a_{22}(k)Y_2(k-2) + a_{23}(k)Y_2(k-3) + e_2^0(k) = \boldsymbol{\Phi}_2^{\mathrm{T}}(k)\theta_2(k) + e_2^0(k) \tag{9}$$

式中，$\theta_1(k)$和 $\theta_2(k)$分别为 $Y_1(k)$和 $Y_2(k)$的时变参数向量.

$$\theta_1^0(k) = \boldsymbol{A}_1\theta_1^0(k-1) + \boldsymbol{\Phi}_1(k) \qquad \boldsymbol{A}_1 = \begin{bmatrix} * & 0 & 0 \\ 0 & * & 0 \\ 0 & 0 & * \end{bmatrix} \tag{10}$$

$$\theta_2^0(k) = \boldsymbol{A}_2\theta_2^0(k-1) + \boldsymbol{\Phi}_2(k) \qquad \boldsymbol{A}_2 = \begin{bmatrix} * & 0 & 0 \\ 0 & * & 0 \\ 0 & 0 & * \end{bmatrix} \tag{11}$$

式中，* 表示非零常数，$\boldsymbol{A}_1$ 和 $\boldsymbol{A}_2$ 分别为时变参数向量 $\theta_1(k)$和 $\theta_2(k)$的自回归系数矩阵.

确定 $\boldsymbol{A}_1$ 和 $\boldsymbol{A}_2$ 中的非零常数 * 的方法如下：

首先由下列参数跟踪公式(1)，求得 $\theta_1^0(k)$和 $\theta_2^0(k)$的瞬时估计值序列$\{\hat{\theta}_1\}$和$\{\hat{\theta}_2\}$：

$$\hat{\theta}_i(k) = \hat{\theta}_i(k-1) + \frac{\delta}{\|\varphi_i(k)\|^2}\varphi_i(k)\{y_i(k) - \varphi_i^{\mathrm{T}}(k)\hat{\theta}_i(k-1)\} \qquad (i = 1,2)$$

然后，由$\{\hat{\theta}_1\}$和$\{\hat{\theta}_2\}$采用最小二乘法，估计出 $\boldsymbol{A}_1$ 和 $\boldsymbol{A}_2$ 的非零常数.

我们利用上述方法，采用国家地震局分析预报中心 1970～1997 年全国地震月报目录，将华北地区(北纬 33°～42°，东经 108°～124°)1972～1991 年的每年最大震级、前 3 年最大震级平均值和 $A(b)$值分别建立式(7)～(11)，以及 BP 神经网络，然后对 1992～1998 年共 7 年的最大震级进行检验性预报. 这 7 年的年最大震级如表 1 所示. 计算预报结果如表 2 所示.

表 1　华北地区每年最大地震

年-月-日	φ_N	λ_E	震级
1992-01-23	35.20°	121.07°	5.6
1993-03-28	33.00°	123.70°	4.9
1994-07-26	35.03°	124.38°	5.6
1995-09-20	34.97°	118.10°	5.6
1996-05-03	40.78°	109.68°	6.6
1997-07-28	33.72°	122.17°	5.5
1998-01-10	41.10°	114.30°	6.4

从结果看来，这 7 年中除 1993 年的预测震级与实际相差 1 级外，其它各年的预测误差均小于 0.5 级，平均预测震级误差为 0.38，因此，我们的预测方法是有效的.

表 2　用故障诊断法计算华北地区每年最大震级预测值与实际值的比较

年份	预报值	实际值	预测误差
1992	5.41	5.6	0.2
1993	5.98	4.9	1.1
1994	5.38	5.6	0.2
1995	5.17	5.6	0.4
1996	6.59	6.6	0
1997	5.78	5.5	0.3
1998	5.87	6.4	0.5

参 考 文 献

韩志刚. 1983. 动态系统预报的一种新方法. 自动化学报，9(3)：161～168

Liu Y Q, Ma X Q, Luo P C. 1994. A model —— based fault diagnosis method for linear time varying systems. *IFAC Symposium on Fault Detection, Supervision and Safety for Technical Processes, Espoo, Finland, June*, 13～16, 1994, **1**: 49～54

第21卷 第2期
1999年3月 (222~223)
地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA
Vol. 21, No. 2
Mar., 1999

全球大震和中国及邻区中强震地震活动 (1998年10~11月)*

陈 培 善

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

本目录中的地震参数来自“中国地震台临时报告”(简称“月报”). 其中，国内及邻区给出 $M \geqslant 4.7$ 的事件，全球给出 $M \geqslant 6$ 的事件. “月报”由中国地震局地球物理研究所九室按月做出.

本目录中的发震时刻采用协调世界时(UTC)；为了方便中国读者，也给出北京时(BTC). 震中位置除给出经纬度外，还给出参考地区名，它仅用作查阅参考，不包含任何政治意义；还给出测定震源位置的台数(n)和标准偏差(SD).

面波震级 M_S 是对中周期宽频带 SK 地震仪记录，采用北京台1965年面波震级公式 $M_S=\lg(A_H/T)+1.66\lg(\Delta)+3.5(1°<\Delta<130°)$ 求得. A_H 是两水平分向最大面波位移的矢量合成位移. M_{S_7} 是对763长周期地震仪记录，采用国际上推荐的面波震级公式 $M_{S_7}=\lg(A_V/T)+1.66\lg(\Delta)+3.3(20°<\Delta<160°)$ 求得. A_V 是垂直向面波最大地动位移. m_b 是短周期体波震级，M_L 是近震震级. 为避免混乱，震级之间一律不换算. 为方便读者，还给出美国 NEIC 定出的面波震级 M_{SZ} 和短周期体波震级 m_b.

中国及邻区地震目录(1998年10~11月，$M \geqslant 4.7$)

编号	发震时刻 UTC 月-日	发震时刻 UTC 时:分:秒	BTC 日-时	地理坐标 φ_N/(°)	地理坐标 λ_E/(°)	深度/km	震级 M_S	震级 M_{S_7}	震级 M_L	震级 m_b	震级 M_{SZ} (NEIC)	震级 m_b (NEIC)	标准偏差(SD)	使用台数(n)	地区
1	10-2	12:49:31.3	2-20	27.28	101.08	12	5.3	5.1	4.4	5.4	4.7	5.2	1.9	67	云南省
2	3	11:15:42.3	3-19	28.54	127.79	243				5.9		5.6	1.1	67	中国东海
3	5	10:24:48.0	5-18	30.31	88.33	20	5.2	4.9		4.8	4.7	4.8	1.8	52	西藏自治区
4	6	00:53:56.8	6-08	32.86	88.45	29	4.2	4.1		4.9		4.5	2.0	17	西藏自治区
5	9	12:52:53.0	9-20	22.18	121.65	27	4.6	4.6	4.8	4.7		5.1	1.5	60	台湾地区
6	11	20:49:42.9	12-04	33.22	88.63	28	4.2	4.1		4.7		4.5	2.8	24	西藏自治区
7	11	21:11:04.3	12-05	33.10	88.43	28	4.4	4.3		4.7		4.4	1.6	27	西藏自治区
8	11	22:00:57.8	12-06	32.91	88.20	32	4.2	4.0		5.0			1.6	9	西藏自治区
9	13	04:59:34.5	13-12	33.19	88.60	32	4.3	4.1		4.7		4.6	2.0	27	西藏自治区
10	17	01:06:54.2	17-09	39.68	73.12	43	4.1	3.7	4.1	4.7		4.6	1.7	20	吉尔吉斯
11	19	16:29:45.1	20-00	39.48	77.15	19	4.2	3.7	4.8	4.4	3.6	4.5	2.6	19	新疆自治区南部
12	24	13:19:53.3	24-21	30.34	88.25	46	4.5	4.1		4.7		4.1	2.3	23	西藏自治区
13	26	20:01:43.2	27-04	27.22	100.99	47	5.1	4.8	4.6	4.7	4.3	4.7	2.0	54	云南省
14	31	16:09:03.2	1-00	39.60	77.15	32	4.3	4.1	4.9	4.4		4.4	2.2	15	新疆自治区南部
15	11-2	06:21:11.6	2-14	38.79	73.40	94				4.8		4.5	1.6	23	塔吉克
16	4	23:40:07.2	5-07	39.56	73.66	40	4.4	4.3	4.8	5.0	4.1	5.0	1.5	39	塔吉克-新疆边境地区
17	9	04:33:05.3	9-12	23.61	123.56	34	4.1	3.9	4.2	4.7		4.7	1.4	36	琉球群岛西南部
18	17	22:27:31.8	18-06	22.75	120.75	28	5.3	5.2	5.4	5.0	5.1	5.2	1.6	66	台湾岛

* 中国地震局地球物理研究所论著 99FC1002.

续上表

编号	发震时刻 UTC 月-日	发震时刻 UTC 时:分:秒	BTC 日-时	地理坐标 φ_N/(°)	地理坐标 λ_E/(°)	深度 /km	震级 M_S	震级 M_{S_7}	震级 M_L	震级 m_b	震级 M_{SZ} (NEIC)	震级 m_b (NEIC)	标准偏差 (SD)	使用台数 (n)	地区
19	11-19	11:38:13.8	19-19	27.27	101.03	33	6.1	5.7	5.3	5.3	5.6	5.2	1.9	63	云南省
20	21	12:06:27.0	21-20	26.75	126.23	76	4.9	4.7		4.7		4.8	1.9	60	台湾东北以远地区
21	21	16:59:47.9	22-00	49.18	89.07	9	5.2	5.1	5.1	5.0	4.7	5.2	1.6	59	蒙古
22	25	02:37:49.3	25-10	47.55	89.49	32	4.7	4.5	4.7	4.6		4.8	2.2	35	新疆自治区北部
23	26	10:14:26.6	26-18	27.85	88.08	60	4.2	4.0		4.8		5.1	1.7	36	尼泊尔
24	26	22:12:18.7	27-06	25.13	122.58	188				5.0		4.7	1.3	52	台湾地区
25	27	11:21:46.5	27-19	25.47	100.18	24	5.0	4.5		4.3			3.5	7	云南省

全球地震目录（1998 年 10～11 月，$M\geqslant 6$）

编号	发震时刻 UTC 月-日	发震时刻 UTC 时:分:秒	BTC 日-时	地理坐标 φ/(°)	地理坐标 λ/(°)	深度 /km	震级 M_S	震级 M_{S_7}	震级 m_b	震级 M_{SZ} (NEIC)	震级 m_b (NEIC)	标准偏差 (SD)	使用台数 (n)	地区
1	10-8	04:51:42.1	8-12	16.10S	71.21W	121					6.1	1.8	64	秘鲁南部
2	9	11:54:36.1	9-19	11.30N	86.40W	69	6.2	5.9		5.7	5.5	2.4	47	哥斯达黎加海岸远海
3	11	23:57:29.8	12-07	56.32S	143.10W	20	6.2	5.8		5.5	5.0	3.0	15	南太平洋海山
4	28	16:25:06.0	29-00	0.88N	125.96E	55	6.3	6.1	6.3	6.2	6.3	1.5	67	马鲁古海峡
5	11-8	07:25:49.7	8-15	9.16S	121.62E	49	6.1	6.0	5.6	5.9	6.0	1.5	60	萨武海
6	9	05:30:12.2	9-13	7.06S	129.01E	27	6.9	6.7	5.9		6.1	1.1	67	班达海
7	9	05:38:42.8	9-13	6.94S	128.99E	29	6.9	6.7	6.1	7.0	6.4	1.4	62	班达海
8	17	03:58:02.9	17-11	7.70N	82.80W	16	6.2	5.9		5.5	5.2	3.8	27	哥斯达黎加海岸远海
9	19	15:39:18.1	19-23	22.75N	125.87E	9	6.3	6.0	5.8	6.0	5.8	1.3	66	台湾东南以远地区
10	25	18:05:26.8	26-02	7.62S	158.70E	55	5.8	5.7	6.3	6.0	5.9	1.1	107	所罗门群岛
11	29	14:10:30.3	29-22	2.01S	124.82E	35	7.7	7.5	6.0	7.7	6.5	1.0	65	斯兰海

《地震学报》征稿简则

一、《地震学报》是中国地震学会主办的地震科学综合性学术刊物. 主要内容包括: 以刊登地震学方面具有创新性的研究成果和技术成就为主, 也登载一些与地震有关的地球物理、地震地质、地震工程等方面的学术论文及研究简报; 登载本学科不同学术观点的文章; 登载与地震学有关的评述文章; 介绍地震学及有关的某些重大学术问题的现状和进展; 反映地震学及有关的科技工作动态.

二、《地震学报》为双月刊, 中、英文两种版本, 内容一一对应并同步出版发行. 作者可先向编辑部投寄中文稿, 待中文稿被采用后再按照编辑部通知寄英文稿.

三、来稿要求和注意事项

1 来稿须一式二份, 要求论点明确、论据可靠、数据准确、文字精炼. 每篇论文(包括图、表、参考文献和400字以内的摘要)一般要求不超过8000字, 其中插图以不超过6幅为宜; "研究简报"类文章(含图、表和参考文献)一般不超过4000字, 其中插图以不超过3幅为宜. 来稿需提供激光打印样, 字号不小于5号字.

2 来稿务必做到清稿、定稿. 每篇文章包括: "摘要、关键词(5～8条)、引言、内容、结语和参考文献表, 以及何种基金资助"等项内容. 文中外文字母、符号必须分清大小写、正斜体; 上下角的字母、数字和符号, 其位置高低应区分明显. 对易混淆的外文字母、符号及字母的大小写等需用铅笔标清. 对文中表示矢量、张量和矩阵的字母, 请用铅笔在该字母下画一波纹线, 如: "A", 以示区别. 文中计量单位一律采用中华人民共和国国家标准《量和单位》中颁布的法定计量单位, 非许用单位, 务请换算成许用单位. 文末须有"讨论"、"结论"或"讨论与结论"一节内容, 需对本文研究内容有所交待.

3 文中插图需提供清绘图或激光打印图, 线条要均匀; 照片层次、反差要分明. 图中内容、文字及符号须清晰, 并与正文一致. 插图如涉及国界, 可尽量避开; 如必须保留, 则须把图中内容直接绘在地图出版社最新出版的带有国界的地理图上. 插图不要直接绘在或贴在文内, 请把插图单独放在一起, 在文中相应处画出图框(占三行), 写出相应图序、图题和图注.

4 表格一律采用"三线表", 即每个表基本上由三条横线组成, 去掉竖线(必要时可加少量辅助线).

5 参考文献只列最主要的、已公开发表的; 未公开发表的资料请勿列入, 但可做为脚注处理. 文中所引文献必须与文末所列出的文献一一对应. 文末参考文献的著录格式, 要采用"著者-出版年"制. 如为期刊: 请依次列出: 作者(所有作者姓名均需列出. 外国作者一律姓在前, 名用缩写, 但不加缩写点). 出版年. 文章题目. 刊名(外文刊名须按标准缩写, 并请在外文刊名下画一横线), 卷(期): 起止页码; 如为图书: 请依次列出: 作者(所有作者姓名均需列出). 出版年. 书名(如为外文, 请在书名下画一横线). 版次(第1版略). 出版地点: 出版单位, 起止页码. 整个文献顺序, 需按中文(日文)、西文、俄文排列. 每个文种内需按第一作者姓氏字母的顺序排列, 中文作者以第一作者姓氏的汉语拼音字母顺序排列, 文献前面均不加序号.

6 文稿中引用他人研究成果时, 务请按《著作权法》有关规定指明原作者姓名、文题及来源, 并在参考文献中列出. 否则由此引发的责任由投稿人自负.

7 来稿经专家审阅通过后, 编辑部将及时通知作者对原稿进行修改并译英文, 作者必须在一个月内将中文修改稿(包括原稿)和英文稿(一式二份)寄回本刊编辑部. 同时将软盘一起寄回(中文稿最好是用"北大方正"录入的软盘; 英文稿请用Word录入的软盘). 超过时间将以编辑部收到修改稿日期作为该稿的收稿日期.

8 凡经本刊录用的文章, 除本刊负责出版、发行外, 将一律由编辑部统一纳入ChinaInfo信息服务系统, 进入因特网提供信息服务; 并同时参加中国学术期刊(光盘版)的出版发行. 不同意者, 请另投它刊.

9 投稿请注明第一作者或联系人的姓名、工作单位、详细通讯地址、邮政编码和联系电话, 以及E-mail地址.

四、 来稿一经发表, 本刊将付给作者稿酬, 并赠送中、英文版单行本各30份. 来稿请勿一稿两投.

五、 来稿请寄: 北京海淀区民族学院南路5号地震学报期刊社, 邮政编码100081. 联系电话: (010) 68417744转1017或1035. E-mail: liuxm @ cdsndmc. css. gov